

ISSN 0203—3070



ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ НЕДР МНР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

**ОРДЕНА ТРУДОВОГО
КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**

**ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ**

**ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН**

**ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR**

**ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE**

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

**БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ**

**ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН**

**ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR**

GEOLOGICAL INSTITUTE



БНМАУ-ЫН ГАЗРЫН ШЭВЛИЙН ДУЛААНЫ ГОРЫН

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бүтээл, цуврал 51

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

*А.В. Дергунов, БНМАУ-ын ШУА-ийн академич Б.Лувсанданзан, Р. Барсболд,
ЗСБХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн А.Л. Книппер,
академич А.Л. Яниш, В.Г. Гербова*

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ:

В.И. Кононов, Н.С. Зайцев

МОСКВА
"НАУКА"

1991

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ НЕДР МНР

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 51

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

*А.В. Дергунов, академики АН МНР Б. Лувсанданзан, Р. Барсболд,
член-корреспондент АН СССР А.Л. Книппер,
академик А.Л. Яниш, В.Г. Гербова*

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ

В.И. Кононов, Н.С. Зайцев

Рецензенты

А.Я. Салтыковский, Б.Г. Поляк

МОСКВА
"НАУКА"

1991

Авторы:
М.Д. ХУТОРСКОЙ, В.А. ГОЛУБЕВ, С.В. КОЗЛОВЦЕВА,

М.М. Митник В.В. ЯРМОЛЮК

УДК 550.361

THERMAL REGIME OF THE MONGOLIA INTERIORS

THE JOINT SOVIET-MONGOLIAN SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 51

Editorial board:

A.V. Dergunov, academicians of the MPR Academy of Sciences *B. Luwsandansan*,
R. Barsbold,
corresponding-member of the USSR Academy of Sciences *A.L. Knipper*, academician *A.L. Yanshin*,
V.G. Gerbova

Responsible editors:

V.I. Kononov, *N.S. Zaitsev*

Reviewers: *A.Ya. Saltykovski*, *B.G. Polyak*

Тепловой режим недр МНР / М.Д. Хуторской, В.А. Голубев, С.В. Козловцева и др. — М.: Наука, 1991. 127 с. ISBN 5-02-003139-9.

Дана геотермическая характеристика территории Монголии на основании измерений теплового потока в разведочных скважинах и в дне оз. Хубсугул, а также его оценок по изотопному отношению $^3\text{He}/^4\text{He}$ в спонтанных газах источников. Рассмотрена гидрохимическая и газовая зональность территории МНР и обоснована возможность расчета параметров теплового поля по газогидрохимическим и изотопным индикаторам. Выделены три типа регионального распределения теплового потока. Определен вклад радиогенной составляющей в глубинный тепловой поток. На базе изучения теплового потока и петрохимической зональности рассмотрены палеогеотермические модели литосферы Монголии за последние 400 млн лет. Рассчитаны температуры в литосфере и ее мощность.

Табл. 14. Ил. 49. Библиогр.: 212 назв.

A Geothermal characteristic of the Mongolian territory is given based on the heat flow measurements taken in boreholes and at the bottom of the Khubsugul Lake, and heat flow values inferred from $^3\text{He}/^4\text{He}$ isotope ratio in spontaneous gases of springs. Three types of regional heat flow distribution are recognized. The determined radiogenic contribution to the terrestrial heat flow proved different in the Southern and in the Northern megablocks of Mongolia. Heat flow and compositional zonation have been used to consider paleothermal models of the Mongolian lithosphere for the last 400 Ma. The lithosphere's inner temperatures and thickness have been calculated.

Т 1803020000-145
042(02)-91 343-91, II полугодие

© Издательство "Наука", 1991

ISBN 5-02-003139-9

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении четырех лет (с 1980 по 1983 г.) в составе Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции АН СССР и АН МНР проводились геотермические исследования. В общей тематике экспедиции это были нетрадиционные работы, поэтому, начиная исследования, мы не располагали никакой информацией о возможности проведения таких работ. Первый полевой сезон был как бы пробным, но уже он показал, что такие исследования проводить можно, так как на территории МНР имеется большое количество разведочных скважин, в которых может быть измерен геотермический градиент, и сохраняется керновый материал, использованный нами для измерений коэффициентов теплопроводности. На этом рекогносцировочном этапе авторам большую помощь оказали геологи, много лет проработавшие в МНР: Н.С. Зайцев, Е.В. Девяткин, А.Е. Шабаловский, В.Ф. Духовников.

Хотя география разведочного бурения с каждым годом расширялась, основная часть скважин была все же приурочена к восточной половине страны (примерно восточнее 100° в.д.). Это связано со многими экономическими и геологическими причинами: наличием железных и автомобильных дорог, энергетических ресурсов, меньшей пересеченностью рельефа, широким развитием магматических пород различного состава и т.п. Однако несколько десятков измерений теплового потока в скважинах не могли нас удовлетворить, так как стояла задача регионального изучения геотермического поля в тектонических структурах различного возраста и истории развития. Поэтому в дальнейшем мы использовали и другие методики, позволяющие оценить тепловой поток. К ним относится измерение теплового потока на акватории оз. Хубсугул с помощью морской геотермической аппаратуры, а также расчет плотности теплового потока по геохимическим показателям: анализируя изотопное отношение гелия в пробах спонтанных газов, можно из корреляционного соотношения вычислить тепловой поток. На территории МНР имеется около 300 источников со спонтанной газовой фазой, поэтому такой способ изучения теплового потока представляется весьма перспективным. На наш взгляд, постановка подобных исследований является специальной научной задачей и может дать богатейший материал для выяснения динамики глубинных процессов. Анализы проб газа проводились в лабораториях ВНИГРИ и "Геоминвод", а воды — в Институте курортологии Минздрава СССР. Авторы крайне признательны коллективам этих лабораторий за ценный и своевременно предоставленный материал.

Геотермические параметры, измеренные на каждом участке, подвергались тщательному анализу, учитывались все факторы, заметно искажающие глубинный тепловой поток. Авторы пытались получить на каждой станции фоновое значение потока и выделить аномальную составляющую, хотя это не всегда удавалось. В некоторых случаях трудно учесть влияние искажающих факторов, так как для этого требуется дополнительная информация, получаемая независимыми методами. Поэтому нам пришлось разделить имеющийся материал на несколько классов точности. К классу А относятся значения теплового потока, вычис-

ленные по результатам замеров в скважинах со спокойным гидрогеологическим режимом, для которых влияние стационарных искажений (рельефа и контрастной теплопроводности) мало или точно учитывается; для этих скважин имеется также представительный материал по теплофизическим свойствам. Погрешность определения теплового потока в классе А не превышает 10%. К классу В мы относим те определения, в которых остается неучтенным тот или иной фактор или для которых коэффициент теплопроводности взят из значений на соседних участках со сходным геологическим строением. Погрешность в этом случае составляет 10—20%. К классу С отнесены все определения теплового потока по изотопному отношению гелия и измерения в оз. Хубсугул. Погрешность этих значений оценивается в 20—25%.

Анализ теплового потока МНР и других структур Урало-Монгольского пояса позволил составить геотермическую модель литосферы палеозоидов и рассмотреть ее тепловую эволюцию.

Авторы прекрасно понимают, что за короткий срок исследований невозможно равномерно изучить такой большой регион, каким является территория МНР. Так, огромные пространства Монгольского и Гобийского Алтая, Котловины Больших озер, наложенных кайнозойских впадин остались практически не охваченными геотермическими исследованиями. Однако география разведочного бурения в МНР расширяется год от года, и можно рассчитывать, что геотермические исследования, продолжение которых было бы целесообразно для познания глубинных процессов в земной коре и закономерностей размещения полезных ископаемых, охватят всю территорию МНР.

Глава 1

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В МОНГОЛИИ

Геологическая интерпретация геотермических данных невозможна без учета объема геофизической информации, дающей представление о глубинном строении литосферы МНР. Поэтому имеет смысл кратко остановиться на описании фактических данных о геофизических полях. К сожалению, комплексное геофизическое изучение территории МНР до сих пор не проводится, хотя всем понятна назревшая необходимость постановки подобных исследований. Приходится ориентироваться на эпизодические материалы геофизики, полученные различными авторами при решении задач расширения минерально-сырьевой базы МНР. Обсуждение же этих данных может быть пока лишь на качественном уровне.

Исторически первым геофизическим методом, применявшимся для изучения глубинного строения МНР, была гравиметрия. Это легко объясняется методикой простотой гравиметровой съемки, а также высокой чувствительностью поля силы тяжести к блоковым неоднородностям земной коры, широко развитым в МНР. В первой публикации, посвященной анализу гравитационного поля [Степанов, Волхонин, 1969], показано, что осредненные аномалии в редукции Буге отражают крупные структурные формы земной коры. П.П. Степанов и В.С. Волхонин выделили три блока на территории МНР: западный, центральный и восточный, различающиеся по фоновым значениям региональной составляющей силы тяжести (рис. 1). Значения гравитационного поля монотонно возрастают с запада на восток страны, однако крупные мезозойские и кайнозойские впадины: Котловина Больших озер, Долиноозёрная зона, Нилгинская, Тамцагская и Чойбалсанская депрессии и др. — выделяются относительно положительными аномалиями. Это дало основание авторам работы связать особенности гравитационного поля с историей геологического развития территории, а также рассчитать мощность мезозойско-кайнозойских отложений в наложенных впадинах. Она составляет 1,5—2 км. С использованием корреляционного соотношения между региональной составляющей поля силы тяжести в редукции Буге и глубиной границы Мохоровичича [Борисов, 1967] ими была оценена мощность земной коры. Под горными сооружениями Монгольского Алтая и Хангая мощность коры достигает 55 км, в северной Монголии под структурами Прихубсугуля и Хэнтэя она составляет 45—50 км, а под континентальными сооружениями Восточной Монголии — 40—45 км. По мнению П.П. Степанова и В.С. Волхонина, гравитационное поле в редукции Буге отражает глубинные процессы, происходившие в неотектонический этап и сформировавшие современный геоморфологический облик Монголии.

Используя космическую информацию, Ц. Тудев и др. [1981] построили более подробную карту гравитационного поля и на её основе по формуле Р.М. Деменицкой [1975] рассчитали значения мощности земной коры МНР (рис. 2). На схеме можно видеть, что кора имеет наибольшую мощность под горными сооружениями Монгольского Алтая (50—54 км), Ханхухэя (46—48 км), Идэрской (55—60 км), Дзабханской (50—55 км) зонами и Дархатской впадиной (54—55 км), а наименьшую — в Орхон-Толинском прогибе (42 км) и на крайнем востоке (38—42 км).

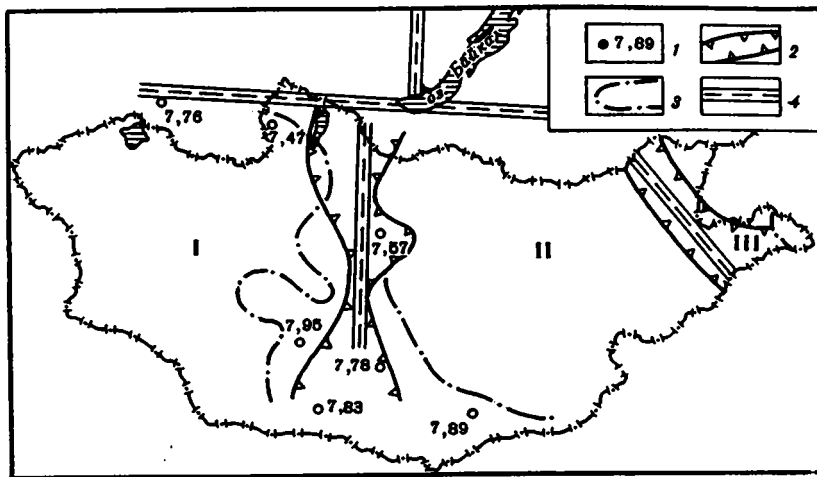


Рис. 1. Тектоническое районирование Монголии [Степанов, Волхонин, 1969]

Мегаступени: I — западная, II — центральная, III — восточная. 1 — значения скоростей продольных сейсмических волн на границе М, км/с; 2 — уступообразная структура по спутниковым гравиметрическим данным; 3 — контур поля распространения кайнозойских базальтоидов; 4 — уступообразные структуры

Анализируя карту мощностей земной коры, Ц. Тудев с соавторами отмечают наличие двух крупных уступов, которые делят территорию МНР на западную, центральную и восточную мегаступени. Различия в мощностях земной коры авторы объясняют чередованием общепланетарных зон сжатия и растяжения. Уступы первого порядка, выделяемые по данным космической гравиметрической съёмки, проходят вблизи 102° в.д. и между 113 и 116° в.д. и являются границами двух соседних мегаступеней, различающихся по мощностям земной коры. На карте коэффициентов затухания интенсивности землетрясений территории МНР выделяются две зоны субмеридионального простираения — Хубсугульская и Могодская, соответствующие активно живущим глубинным разломам. Вдоль этих зон фиксируются пониженные скорости распространения сейсмических волн в верхней мантии (7.5 — 7.8 км/с) [Тудев и др., 1981]. По мнению М.Е. Артемьева, Ю.С. Геншафта и А.Я. Салтыковского [Артемьев и др., 1978], верхняя мантия здесь разуплотнена. Этот вывод сделан на основании анализа регионального поля изостатических аномалий, который дает интегральное представление о плотностных неоднородностях в мантии. Массы аномально пониженной плотности локализуются в зоне, простирающейся в северо-восточном направлении в сторону Байкала (рис. 3). Ось этой зоны проходит от 97° в.д. на юге до 104° в.д. на севере МНР. Авторы считают, что под центральными районами Монголии в верхней мантии сконцентрирован малоплотный аномально нагретый материал. Ниже будет показано, что геотермические данные подтверждают подобный вывод. С областью разуплотнения мантии пространственно и генетически связаны излияния базальтов в неоген-четвертичное время. Наиболее молодые базальты (преимущественно голоценовые) приурочены к оси Хангайского сводового поднятия. В этой зоне сконцентрировано большое количество термальных источников с температурой 35 — 86°C и содержанием He 0.25 — 1% (подробное описание этих источников приводится ниже). К северу от Хангай, по направлению к оз. Хубсугул и Тункинской впадине, также встречаются области излияния четвертичных базальтов, к которым приурочены термальные источники с высокой концентрацией гелия. М.Е. Артемьев и др. [1978] приходят к заключению, что неотектоническая активизация территории МНР в кайнозое

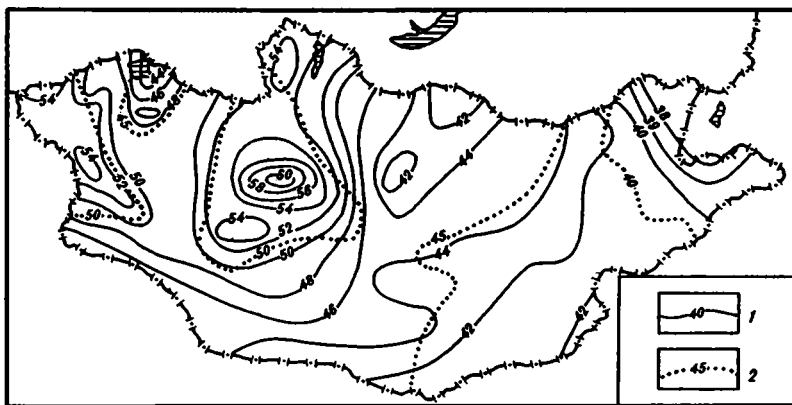


Рис. 2. Соотношение карт мощностей (в км) земной коры МНР

1 — по: [Тудев и др., 1981]; 2 — по: [Степанов, Волхонин, 1969]

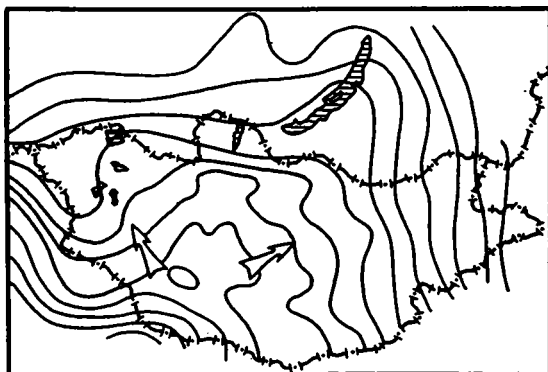


Рис. 3. Схема распределения мантийной региональной компоненты поля изостатических аномалий [Артемьев и др., 1978]

Стрелками показано направление уменьшения региональной компоненты

определялась динамикой аномальной мантии. Термин "аномальная мантия" подразумевает наличие в верхней мантии низкоскоростной неоднородности. Анализируя данные ГСЗ по югу Сибирской платформы и по Байкальской рифтовой зоне [Пузырев и др., 1974], В.А. Рогожина рассчитала, что разность скоростей сейсмических волн в области аномальной и нормальной мантий может быть равной 0,3—0,5 км/с [Зорин и др., 1982]. Гравитационный эффект астеносферы для плоского слоя мощностью 100 км и дефицитом плотности 0,04 г/см³ оказывается соизмеримым по абсолютной величине со значениями поправки за компенсацию рельефа Западной и Северной Монголии. Такой слой полностью обеспечивает изостатическое равновесие, установленное для этих районов. Если же говорить об астеносфере, относящейся к нормальной мантии, то она, по мнению Ю.А. Зорина [1982], вообще не обладает недостатком плотности по сравнению с литосферой. Там частичное плавление или аморфизация просто компенсирует нарастание плотности с глубиной за счет гравитационной дифференциации. Этим объясняется тектоническая стабильность областей с нормальной астеносферой. Таким образом, западная и восточная части МНР оказываются регионально изостатически скомпенсированными. Ю.А. Зорин провел элиминирование аномалий. Для этого было сделано осреднение изостатического поля по площадям 450×450 км с плотностью расчета одно значение на квадрат 15×15 км. Вычитая значения осредненного поля из первичного, получают остаточные изостатические аномалии. При таком способе трансформации поля практически не искажается форма первичных аномалий, но может заметно измениться их амплитуда. Особенно это сказывается в районах резких плотностных неоднородностей, не скомпенсированных глубинными телами.

Поэтому целесообразно анализировать относительное поле остаточных изостатических аномалий, что и было сделано Ю.А. Зориным. Для районов Монгольского и Гобийского Алтая не обнаруживается закономерного преобладания изостатических аномалий одного знака. Сопоставление гравитационного поля с геологическими материалами показывает, что положительные изостатические аномалии приурочены к районам развития метаморфизованных толщ палеозоя и к офиолитовым комплексам, а отрицательные — к обширным областям распространения гранитных тел, хотя и эта закономерность часто нарушается, например в Котловине Больших озер наряду с относительно минимума над центральной частью Убсунурской впадины наблюдается максимум над юго-восточной частью, захватывающей часть хребта Ханхухэй. По-видимому, отрицательные значения остаточных аномалий наблюдаются там, где мощность мезозойских и кайнозойских отложений превышает 2000 м. Таким образом, для всей Западной Монголии изостатические аномалии обусловлены плотностными неоднородностями верхних частей коры. Однако это не указывает на изостатическую уравновешенность рельефа и плотностных неоднородностей. В Хангае, несмотря на приуроченность отрицательных аномалий к сводовым поднятиям, а положительных — к районам понижения рельефа, все же более четко выступает связь поля изостатических аномалий с особенностями геологического строения. Близкие к нулю значения наблюдаются в районах развития терригенных пород палеозоя и раннего мезозоя, а также гранодиоритов позднего палеозоя. Максимумы поля остаточных изостатических аномалий приурочены к областям широкого распространения палеозойских гранитов, например в Идэрской зоне, в верховьях Орхона. Положительные аномалии наблюдаются в районах развития офиолитов раннего палеозоя (Дзабханская и Баян-Хонгорская зоны). В рифтовых впадинах Прихубсугуля максимумы создаются за счет повышенной плотности метаморфизованных толщ дархатской и хубсугульской серий нижнего кембрия.

В восточной части МНР простирание аномалий и крупных тектонических структур совпадает. Так, небольшие отрицательные аномалии Хэнтэйского поднятия, Керуленского блока, Их-Шанхая, Дариганга и положительные аномалии Дзунбаинско-Тамцагской депрессии и Ононского грабена имеют северо-восточное простирание. Качественный анализ остаточных аномалий в изостатической редукции показал, что они связаны с геологическими объектами, картируемыми с поверхности [Зорин и др., 1982]. Региональные же аномалии такой связи не обнаруживают. Тесная корреляционная связь гравитационных аномалий в редукции Буге и осреднённых высот рельефа в условиях изостатического равновесия позволяет вывести уравнение регрессии [Очерки . . . , 1977]

$$H = 35 + 7h,$$

где H , h — глубина раздела M и осредненная высота рельефа соответственно. При использовании этого метода получена схема глубины раздела M в Монголии [Зорин и др., 1982] (рис. 4) отличающаяся большей детальностью, чем более ранние схемы [Степанов, Волхонин, 1969; Тудев и др., 1981]. На рис. 4 видно, что мощность коры в Западной Монголии значительно больше, чем в Восточной. Под поднятиями Монгольского Алтая, Гурван-Сайхана, Их-Шанхая, Хангая, Хэнтэя, Прихубсугуля она превышает 50 км, а в Керуленском блоке, Чойбалсанской и Тамцагской впадинах и Сухзбаторской подзоне восточного сектора герцинид составляет 40—45 км. Переходными по мощности коры являются области периклиналильного замыкания Хангая, Котловина Больших озер, Долиноозерная зона, Хубсугульская и Дархатская впадины.

Информация об аномальном магнитном поле, как показывает накопленный опыт, с большим успехом используется для решения различных задач геологического поиска и разведки месторождений. Не исключение в этом отношении и

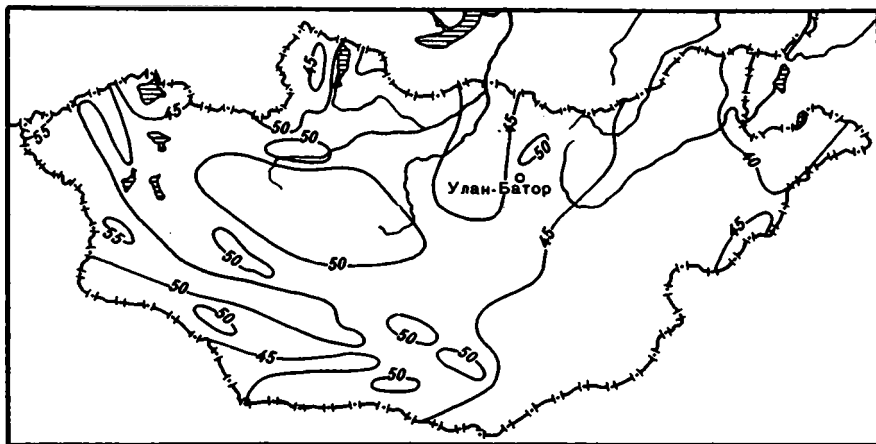


Рис. 4. Схема глубины залегания поверхности М для территории МНР (изолинии, км) [Зорин и др., 1982]

территория МНР, где с помощью магниторазведки обнаружен целый ряд аномалий, перспективных на оруденение. Однако для целей познания глубинного строения недр магнитометрия используется довольно ограниченно. Это связано, во-первых, с потерей магнитных свойств пород при температурах выше точки Кюри [Борисов и др., 1971; Очерки . . . , 1977], а во-вторых, с низкой точностью существующих методов определения глубины нижних кромок намагниченных тел. Некоторая регуляризация решения задачи о глубинах нижних кромок достигается путем совместной интерпретации данных магнитометрии и геотермии [Зорин, 1979]. При этом допускается что фазовое состояние основного ферромагнетика в горных породах — титаномагнетита [Печерский, Шаронова, 1970] — остается неизменным. Из стационарного уравнения теплопроводности при известных значениях теплового потока, мощности и теплопроводности слоев легко рассчитываются граничные температуры интервала существования подошвы магнитоактивного слоя для титаномагнетита (380—495°С) [Печерский, Шаронова, 1970]. Таким образом, совместная количественная интерпретация магнитометрических и геотермических данных позволяет прогнозировать глубину изотермы Кюри.

Изученность магнитного поля МНР весьма неравномерна: имеются данные среднемасштабной магнитной съёмки для восточной части страны и редкие точки замеров вдоль дорог в Западной Монголии [Блюменцвайг, Попов, 1977; Аюушжав и др., 1976; Каталог . . . , 1977]. В.И. Блюменцвайг и А.И. Попов дифференцируют магнитное поле на семь типов. Первый тип магнитного поля, интенсивность которого превышает 1000 гамм, а знак преимущественно положительный, охватывает северную зону ранних каледонид Северо-Монгольской складчатой системы. Здесь выделены две субпараллельные зоны с преимущественно положительным магнитным полем, разделенные зоной отрицательных значений ΔT_a . Для этих трех зон характерно общее северо-восточное простирание. Вдоль юго-восточного фланга фиксируется область больших градиентов ΔT_a , что дало основание выделить здесь крупное дизъюнктивное нарушение северо-восточного простирания. Еще несколько зон больших градиентов соответствуют разрывным нарушениям северо-восточного и субширотного простираний. Они совпадают с разломами, закартированными геологическими методами. Высокий общий фон магнитного поля в этом районе авторы объясняют не только обогащением протерозойских отложений магнитными компонентами, но и поднятием крупного

складчатого сооружения в составе докембрийского фундамента. Болнайский разлом выражен как в гравитационном, так и в магнитном поле зоной больших градиентов. Он разделяет область интенсивного магнитного поля ΔT_a первого типа Северной Монголии и спокойного поля шестого и седьмого типов Хангай-Хэнтэйской геосинклинальной зоны позднепалеозойского возраста. На этом спокойном фоне выделяются узкие линии магнитных аномалий второго типа (от +500 +800 до -300 -500 гамм). Эти линии, по-видимому, отражают региональные разрывные нарушения глубинного заложения. Они трассируются цепочками габброидов и покровами базальтов (положительные аномалии), а также мелкими телами гранитоидов позднепалеозойского и раннемезозойского интрузивных циклов (отрицательные аномалии). Восточнее Хангай-Хэнтэйской области располагается крупный самостоятельный тектонический элемент — Керуленский блок. Он характеризуется узколинейными магнитными аномалиями интенсивностью до +1000 гамм (Ононский грабен) и знакопеременными аномалиями второго типа (Северо-Керуленское поднятие).

Статистическую обработку параметров аномального магнитного поля по территории МНР провели Г. Аюушжав, В.Н. Белугина и В.Н. Луговенко [1976]. При этом использовались материалы аэромагнитной съемки МНР и сопредельного района на территории СССР. Для всего рассматриваемого участка были выбраны значения ΔT_a по квадратной сетке 10×10 км и путем использования скользящего квадрата 100×100 км оценены параметры σ (среднеквадратичное отклонение) и M (математическое ожидание). Параметр M характеризует среднюю степень намагниченности горных пород, а σ — меру дифференциации горных пород по магнитным свойствам и отражает структурные особенности строения региона [Аюушжав и др., 1975]. Карта распределения математического ожидания аномального магнитного поля хорошо согласуется с областями распространения пород различного вещественного состава. При этом сравнение средних значений магнитного поля и региональных аномалий силы тяжести показало, что неоднородность состава пород по магнитным свойствам непременно сопровождается плотностной неоднородностью [Аюушжав и др., 1976]. Природа магнитных аномалий Восточной Монголии представляется определенной на основании изучения магнитной восприимчивости (10 тыс. измерений) и остаточного намагничивания (около 700 измерений) образцов из отдельных неравномерно расположенных участков. Наибольшей магнитной восприимчивостью характеризуются интрузии и вулканы основного и среднего состава. Примерно на порядок меньше восприимчивость у гранитов. Какой-либо связи между величиной магнитной восприимчивости и возрастом магматических образований не обнаружено [Блюменцвайг, Попов, 1977]. Используя методы количественной интерпретации, М.Р. Новоселова [Зорин и др., 1982] рассчитала толщину магнитоактивного слоя. В Западной Монголии она оценивается в 16—25 км при среднем значении 21 км. В Восточной Монголии этот параметр составляет 17—21 км при среднем значении 19 км (в обоих случаях пределы возможных вариаций глубин даны с вероятностью 95%). Близкое совпадение значений мощности магнитоактивного слоя в западной и восточной частях МНР, по мнению М.Р. Новоселовой, указывает на равенство температур в средней части коры, где они достигают 380—495°C, т.е. точки Кюри титаномagnetита. На наш взгляд, этот вывод можно было бы сделать только на основании совместной интерпретации с геотермическими данными — в этом случае он более достоверен.

Изучение теплового поля МНР находится в начальной стадии, и данная монография является первым обзором информации, полученной при региональных геотермических исследованиях. Их начало было положено сотрудниками Института мерзлотоведения СО АН СССР С.И. Заболотником и Ю.Г. Шасткевичем, выполнившими измерения температур в скважинах в связи с изучением мощности мно-

голетнемерзлых пород [Заболотник, Шасткевич, 1969]. Ими был проведен термокаротаж в различных районах МНР. В дальнейшем четыре определения геотермического градиента, выполненные в наиболее глубоких скважинах с минимальным влиянием искажающих факторов, послужили материалом для оценки плотности теплового потока [Шасткевич, Заболотник, 1975]. Авторы рассчитали величины плотности теплового потока в северной, центральной и южной частях МНР. По их данным, эти значения лежат в пределах 59—67 мВт/м². Наши исследования, как будет показано, проведены по более густой сети измерений и выявили большую дифференциацию значений теплового потока.

В заключение обзора геофизической изученности МНР приведем сведения о строении земной коры по сейсмометрическим данным. Непосредственно на территории Монголии не проводились пока сейсмические работы, но исследования в сопредельных районах нашей страны позволили оценить мощность коры в северной части МНР. В результате глубинного сейсмондирования на юго-западном фланге Байкальского рифта по профилю пос. Монды—г. Слюдянка [Мишенькин и др., 1978] определена мощность коры в Восточном Прихубсугулье. Она составляет 44—45 км. По годографам от промышленных взрывов и близких землетрясений для Алтае-Саянской области были рассчитаны скорости *P*-волн в коре ($6,1 \pm 0,2$ км/с) и в верхней мантии ($8,1 \pm 0,1$ км/с) и оценена мощность коры в 44 ± 6 км [Жалковский и др., 1965]. Такую же величину мощности коры авторы приписывают зоне Монгольского Алтая. С.И. Масарский и Г.И. Рейснер [1971] определили глубину границы *M* в Западном Саяне и в восточной части Ханхухэя. Они выделяют утолщение коры до 60 км под горными системами Западной Монголии. К сожалению, пока не имеется других прямых определений мощности коры на территории МНР. В первом приближении о характере границы *M* можно также судить по гравиметрическим данным, о чем было сказано выше.

Геотермические исследования, описанию которых посвящена работа, призваны влить поток свежей мысли, по-новому подойти к анализу геофизической информации и попытаться понять строение и эволюцию литосферы МНР за длительный период ее развития. Необходимым условием правильной интерпретации геотермических данных является всесторонний учет поверхностных искажающих факторов и оценка глубинного теплового потока. Вот почему так важна совершенная методика глубинного теплового потока по единичным измерениям в скважинах.

Глава 2

МЕТОДИКА ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ В СКВАЖИНАХ И В ДНЕ ОЗЕРА ХУБСУГУЛ

На континентах тепловой поток определяется путем измерений температуры по стволу скважин. Затем рассчитывается вертикальный градиент температуры $G_z = \frac{dT}{dz} \approx \frac{(T_2 - T_1)}{(z_2 - z_1)}$, где T_1, T_2 — температуры, полученные в двух точках z_1 и z_2 по стволу скважины. Если скважина пробурена с отклонением от вертикали на угол α , то $G = \left(\frac{dT}{dz} \right) \cos \alpha$. По образцам керна, извлеченным из тех же скважин, определяется коэффициент теплопроводности. Произведение коэффициента теплопроводности λ на геотермический градиент дает значение плотности тепло-

вого потока $q = \lambda G$. Однако эта формула справедлива лишь при условии плоско-параллельного залегания горных пород. Если же в разрезе имеются структурно-геологические неоднородности, сопровождаемые контрастом коэффициентов теплопроводности отдельных слоев, то необходимо учитывать пертурбацию теплового потока. В этом случае значения градиентов температуры по осям X и Y в декартовых координатах будут отличны от нуля и тепловой поток при изотропной теплопроводности следует вычислять по формуле

$$q = \lambda(\partial T / \partial x + \partial T / \partial y + \partial T / \partial z).$$

В практике геотермических исследований редко удается непосредственно измерить горизонтальные составляющие теплового потока, так как разведочные скважины в основном вертикальны, а горизонтальные скважины в подземных выработках, как правило, непригодны по техническому состоянию для измерений. Поэтому в условиях структурно-геологических неоднородностей глубинный тепловой поток будет несколько отличаться от потока, измеренного в скважинах. Специальные расчеты позволяют учесть этот фактор, если известна конфигурация слоев и значения коэффициентов теплопроводности. Таким образом, детальное изучение теплофизических свойств пород, слагающих разрез, а также использование структурных карт для построения расчетных моделей — необходимые условия правильной интерпретации геотермических данных. Мы по возможности старались полнее учесть все факторы, искажающие глубинный тепловой поток, поэтому в комплекс геотермических исследований на месторождениях входили не только измерения, но и изучение особенностей геологического строения, тектоники и истории развития той или иной структуры. На наш взгляд, это наиболее правильный подход, обеспечивающий высокое качество каждого измерения.

При изучении естественного температурного поля с целью определения фонового теплового потока и локальных аномалий (при термической разведке месторождений) погрешность вычисления геотермического градиента не должна превышать 3 — 5%, иначе вариации теплового потока в зависимости от особенностей тектонического развития, а также аномальные эффекты становятся соизмеримыми с ошибками измерений. Погрешности определения геотермического градиента обратно пропорциональна интервалу вычислений (естественно, при постоянной погрешности измерения температуры). При геотермическом градиенте 20 мК/м, весьма характерном для многих структур Монголии, для получения значения с погрешностью 5% необходимо на 10-метровом интервале измерять температуру с точностью $\pm 0,02^\circ\text{C}$. Это вытекает из формулы для расчета погрешности

$$\delta(\Delta T / \Delta z) = (\Delta T \delta(\Delta z) - \delta(\Delta T) \Delta z) / \Delta z^2,$$

где ΔT — разница температур на интервале Δz ; δ — соответствующие точности измерений. В нашем случае $\delta(\Delta z) = 0,05$ м, $\delta(\Delta T) = 0,01^\circ\text{C}$, $\Delta z = 10$ м. Заметим, что в других регионах мы применяли методику дискретного измерения температур по стволу скважин через 20 м [Хуторской, 1982 а,б; Сальников, Хуторской, 1982]. Однако для специфических условий Монголии, где пока не бурятся скважины глубже 400 — 500 м, мы перешли к измерению градиента на базе 10 м. Это было сделано для увеличения количества информации. Как показал опыт работ, такая методика оправдана еще и с геологических позиций — на большинстве структур наблюдается тонкое литологическое переслаивание, флиш, дизъюнктивная тектоника, наличие зон фильтрации подземных вод и т.д. Мощность этих зон часто не превышала 10 м.

Точность измерения температуры $\pm 0,02^\circ\text{C}$ была реализована с помощью мостовой схемы, где в качестве датчика применялся термистор ММТ-1 с большим

номинальным сопротивлением. Мы использовали термисторы, имеющие при комнатной температуре сопротивления 22 кОм. Это обеспечивало большую цену деления датчиков, которая в диапазоне 3—8°C составляла 2,2—2,0 кОм/°C, а при комнатной температуре — 1,1 кОм/°C. В нашей установке измерялось омическое сопротивление термисторов в цепи постоянного тока. В качестве измерителя использовался реохордный мост МО-62 с внешним гальванометром М-95. Чувствительность моста позволяет измерять сопротивление термисторов данного номинала с точностью 10 Ом. Этого вполне достаточно для обеспечения измерений с заданной погрешностью. Температурная градуировка термисторов осуществлялась в ультратермостате Хеплера с контролем температуры ртутным термометром, имеющим цену деления 0,01°C. Затем строились крупномасштабные графики, где по оси абсцисс откладывалась температура, а по оси ординат — сопротивление. К недостаткам термисторов нужно отнести их некоторую нестабильность за счет "старения", гистерезисности и т.п. [Непримеров и др., 1968]. Однако эти недостатки можно исключить, если проводить градуировки непосредственно перед началом полевых работ, а также предварительного искусственного старения. Градуировка термисторов проводилась не раньше, чем за неделю до выезда на полевые работы. Повторные градуировки показали, что за 3 — 4 мес (обычная продолжительность экспедиции) градуировочные характеристики не изменяются.

Термистор помещался в металлический тонкостенный снаряд, специально изготовленный для скважинных работ на рудных месторождениях. Он имел надежную герметизацию, малую инерционность и хорошие динамические качества. Спуск снаряда осуществлялся на бронированном каротажном кабеле КГ-3-40-90 с помощью каротажного подъемника ПК-2. Механическое крепление снаряда к кабелю было не жестким. Это было сделано для того, чтобы в случае "прихвата" снаряда в стволе скважины при подъеме его оторвать, выбрав весь кабель наружу. В этом аварийном случае ставился новый снаряд с отградуированным термистором.

Температура измерялась в дискретных точках через равные промежутки. При этом не сказываются ошибки, появляющиеся из-за неравномерности перемещения скважинного снаряда и тепловой инерции термометра. Наши измерения проводились в пробуренных и простаивающих скважинах, поэтому время термометрических работ в них не лимитировалось и выдержка термометра на каждой точке растягивалась до гарантированного восприятия датчиком температуры окружающей среды. Обычно это время составляло 2 — 3 мин в водонасыщенных скважинах и 15 — 20 мин в "сухих" скважинах. Необходимая детализация аномалий достигалась путем уменьшения шага наблюдений. С целью исключения случайных ошибок на каждой точке проводилось как минимум два измерения. Среднеквадратичная погрешность, определенная по массовым повторным замерам на некоторых водонасыщенных скважинах, обычно не превышала $\pm 0,01^\circ\text{C}$. Погрешность же замеров в воздушнозаполненных скважинах в 5 раз больше. Но в районе наших исследований подобные скважины встречены лишь на месторождении Буринхан в Прихубсугулье.

Собственно процесс бурения скважин является мощным тепловым источником, заметно разогревающим породы в окрестности ствола скважины. Промывка буровым раствором, обсадка и цементация также нарушают естественное тепловое поле в околоскважинном пространстве. Поэтому определение глубинного теплового потока в бурящейся скважине невозможно, так как перечисленные технологические искажающие факторы трудно учесть. Геотермические измерения обычно проводят в уже пробуренных скважинах через некоторое время после их закрытия. Оптимальное время измерения геотермического градиента с целью определения теплового потока в рудных скважинах алмазного бурения составляет 30 — 100 сут после их окончания. Это было установлено эмпирически по

результатам повторных замеров на одном и том же объекте [Хуторской, 1982 а, б; Сальников, 1984; и др.]. Однако в практике работ приходилось измерять температуру в скважинах с выстойкой менее месяца. Это связано с тем, что многие месторождения приурочены к трещиноватым зонам и вскоре после окончания бурения ствол скважины становится непригодным по своему техническому состоянию для геотермических работ. При этом необходимо введение поправок на влияние бурения.

Теоретические оценки влияния бурения на температуру горных пород разработаны для некоторых идеализированных моделей [Bullard, 1947; Дьяконов, 1968; Jaeger, 1956; Кутасов, 1964] из-за невозможности учесть такие параметры, как режим бурения, механические свойства разбуриваемых пород, способы бурения, наличие каверн, расход и свойства промывочной жидкости, степень проницаемости пород, их теплофизические свойства во время бурения и т.п. Поэтому весь процесс бурения аппроксимируется введением в толщу пород линейного нестационарного источника, который действует конечное время. Период выстойки определяется заданной точностью определения температуры ΔT .

Сравнение эмпирических и теоретических данных показало [Сальников, 1984], что наилучшее приближение получается при использовании формулы [Кутасов, 1964]

$$\tau_2 = \frac{\tau_1 \Delta T_0 \ln(3,70 - 2,96\kappa)}{3\Delta T F_0^{1/4}}.$$

$$\text{При } \Delta T / \Delta T_0 \leq 0,1, \Delta T F_0^{1/4} / \Delta T_0 \leq 0,5, \kappa = \left(\frac{\Delta T}{T_0} F_0^{1/4}\right)^{0,69}; \quad (1)$$

τ_1 и τ_2 — соответственно время бурения и выстойки; ΔT_0 — температурное возмущение на стенке скважины в момент окончания бурения; $F_0 = a\tau_1 / r_0^2$ — критерий Фурье; r_0 — радиус скважины; a — коэффициент температуропроводности. Формулу (1) можно записать в следующем виде:

$$n = \ln(3,70 - 2,96\Phi^{0,69})(0,33 / \Phi), \quad (2)$$

где $n = \tau_2 / \tau_1$; $\Phi = \frac{\Delta T}{\Delta T_0} F_0^{1/4}$. Уравнение (2) было протабулировано при различных

значениях F_0 и построена палетка (рис. 5) [Сальников, 1984], которая облегчает расчет необходимого времени выстойки скважины по заданным значениям относительного температурного возмущения и критерия Фурье. Выполненные расчеты показали, что если время выстойки не меньше времени бурения, то возможно определение градиента температуры с точностью 5%. При меньшей выстойке с такой же точностью можно определить геотермический градиент только в призабойной части скважины.

В приповерхностной зоне нарушение однородного фонового теплового потока часто связано с движением подземных вод в верхнем гидродинамическом горизонте. Этот фактор может создавать аномалии геотермического градиента, прослеживающиеся до глубины 200 м. Аппроксимировав движение вод одномерной фильтрацией, можно внести соответствующие поправки и рассчитать фоновый геотермический градиент в нижней части зоны фильтрации. Ниже приведен пример расчета фонового теплового потока в условиях нисходящей вертикальной фильтрации.

Годовые периодические колебания температуры также вносят заметные искажения в тепловое поле вблизи поверхности Земли. Для устранения этих влияний

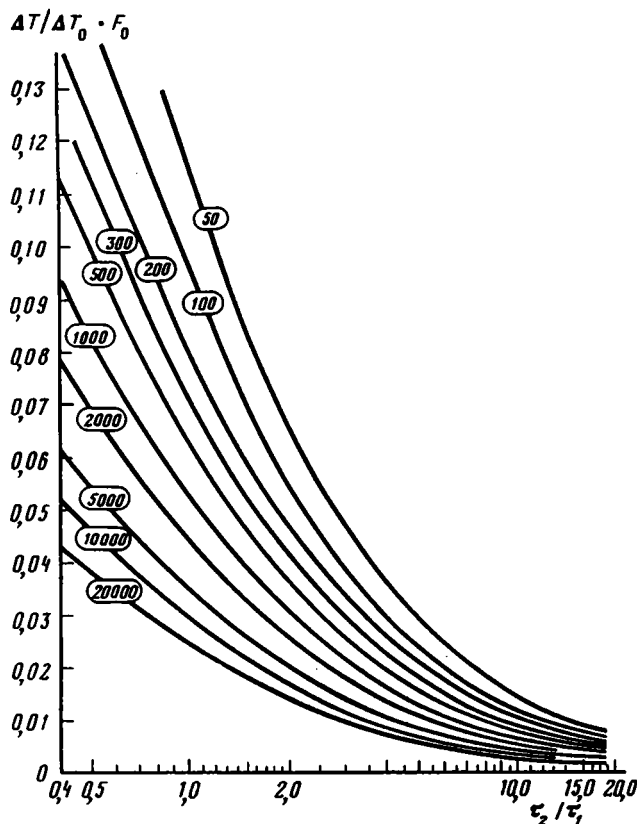


Рис. 5. Палетка для расчета времени выстойки скважины [Сальников, 1984]
Пояснения см. в тексте

мы начинали измерения с глубины 20 — 40 м. Если амплитуду колебаний температуры рассчитать по формуле [Дьяконов 1968; Карслоу, Егер, 1964]

$$\Delta T_H = \Delta T_0 \exp(-H\sqrt{\pi/\alpha\tau}),$$

где ΔT_H и ΔT_0 — амплитуды изменений температуры на глубине H и на поверхности соответственно; τ — период колебаний температуры, то легко показать, что при годовых поверхностных колебаниях температуры в 40°C на глубине 20 м амплитуда составит $0,05^\circ\text{C}$, а на глубине 30 м — $0,01^\circ\text{C}$. Колебания температуры поверхности по сравнению с прошлыми климатическими эпохами имеют значительно больший период, достигающий сотен тысяч лет, если судить по смене видов палеофлоры [Вахрамеев, Мейен, 1970]. Однако мы не знаем амплитуду колебаний температуры, поэтому введение данной поправки имеет смысл при сравнении теплового режима недр в глобальном масштабе, где могут проявляться значительные изменения климата в разных местах Земли. В пределах одного региона, каким является территория МНР, вероятность дифференцированных колебаний климата очень мала. При расчете глубинного теплового потока климатический фактор нами не учитывался.

Определение величин теплового потока проводилось по геотермическому градиенту, вычисленному по данным температурных измерений в скважинах с установившимся режимом, и теплопроводности образцов пород из тех же скважин. При этом возможны несколько вариантов.

1. Геотермический градиент постоянен по глубине (в пределах погрешности),

геологический разрез состоит из однородной толщи пород, для которой коэффициент теплопроводности может быть рассчитан как среднее арифметическое из всех измерений по образцам. Тогда тепловой поток q равен произведению градиента G на среднюю теплопроводность λ : $q = \bar{\lambda}G$.

2. Геотермический градиент меняется по глубине, но без значимого тренда (естественно, предполагается сохранение знака градиента). Изменчива также и теплопроводность, но без видимой закономерности. В этом случае тепловой поток следует вычислять как произведение средневзвешенного градиента на средневзвешенную теплопроводность:

$$q = \frac{\sum_{i=1}^n G_i z_i \sum_{i=1}^n \lambda_i z_i}{\sum_{i=1}^n z_i^2},$$

где i — номер слоя, в котором измерен геотермический градиент и средняя теплопроводность.

3. Существует корреляция между значениями геотермического градиента и глубиной, а также между теплопроводностью и глубиной. При этом коэффициенты в уравнениях регрессии взаимно обратны. Тогда тепловой поток будет оставаться постоянным по глубине, так как увеличение (уменьшение) геотермического градиента компенсируется обратно пропорциональным уменьшением (увеличением) теплопроводности:

$$G_i = G_0 h_i / H; \quad \lambda_i = \lambda_0 (h_i / H)^{-1}; \quad q = \lambda_0 G_0.$$

4. Геотермический градиент монотонно изменяется с глубиной. Проверка по статистическим критериям показывает, что эта корреляция значима. Коэффициент теплопроводности остается постоянным для всего исследуемого разреза. В этом случае рассчитанный поинтервальный тепловой поток изменяется с глубиной. На первый взгляд кажется, что такое значение следует отбраковать, так как оно не может быть использовано для картирования и для расчета глубинных температур путем экстраполяции наблюдаемого теплового потока. Однако прежде всего необходимо оценить влияние факторов, искажающих глубинный тепловой поток. Во многих случаях применение аппарата численного или аналитического расчета позволяет рассчитать глубинную составляющую потока. Естественно, эти расчеты вносят дополнительную погрешность, но все же позволяют рассчитать тепловой поток в малоизученных районах.

В качестве примера приведем данные по измерениям температуры и коэффициентов теплопроводности по скв. 4 на участке Их-Шанхай (рис. 6). Скважина проходит толщу андезитов и гранодиоритов, диорит-порфиритов, разбитых многочисленными трещинами и разломами, заполненными кварцем и кальцитом. Трещины имеют хаотичное расположение, но на гистограмме частоты их встречаемости выделяются два максимума направлений простирааний — 20 и 80° к оси керна. Такая мощная трещиноватость обуславливает нисходящую фильтрацию подземных вод, что фиксируется на термограмме, которая обращена выпуклостью к оси глубин. Для каждого интервала определения градиента рассчитывалось среднее значение коэффициента теплопроводности и вычислялся тепловой поток. Как видно из рис. 6, тепловой поток возрастает от 16 (на глубине $30 - 40$ м) до 35 мВт/м² (на глубине $80 - 100$ м). Скорость нисходящей фильтрации (именно такое направление обеспечивает данный вид термограммы [Огильви, 1959]), определенная по геотермическим данным, составляет $(1,25 \pm 0,23) \times 10^{-6}$ см/с. Зная скорость фильтрации, можно вычислить неискаженный геотермический градиент в нижней части скважины. В нашем случае он равен $12,4$ мК/м. Умножая его на среднее значение коэффициента теплопроводности,

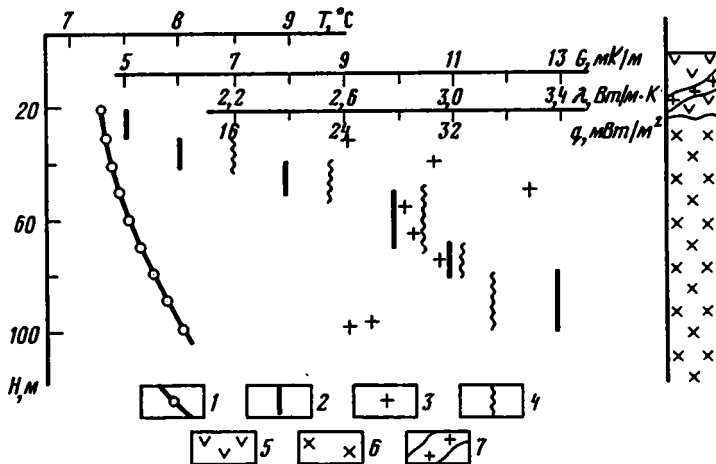


Рис. 6. Геотермические измерения в скв. 4 участка Их-Шанхай

1—4 — значения по глубине: температуры (1), геотермического градиента (2), коэффициентов теплопроводности (3) и теплового потока (4); 5 — андезиты; 6 — гранодиориты, диорит-порфиры; 7 — жила кварца

получаем значение теплового потока в скв. 4 34 Вт/м². Заметим, что такое же значение измерено в скв. 2 на участке Их-Шанхай, где не проявляется действие фильтрации на тепловое поле и геотермический градиент постоянен по глубине. Относительная погрешность определения теплового потока по скв. 4 составляет 20%. Таким образом, показана принципиальная возможность расчета теплового потока при его тенденциозном изменении по глубине, если известна причина, вызвавшая такое явление.

Во время зимних и летних гео-и гидротермических исследований на оз. Хубсугул использовался многодатчиковый кабельный зонд-термометр, сконструированный в Институте земной коры СО АН СССР. Упрощенный вариант этого прибора применялся ранее на оз. Байкал [Голубев, 1982]. Четыре термисторных датчика зонда были расположены в стальных трубках, имеющих внешний диаметр 5 мм. Для измерения теплопроводности донных грунтов *in situ* каждый из датчиков был снабжен нагревателем и в целом представлял собой цилиндрический зонд постоянной мощности. Датчики крепились к погружаемой в донный грунт трубке зонда. Расстояние между датчиками составляло 0,8 м. Сопротивление термисторов измерялось с помощью моста постоянного тока, т.е. таким же способом, что и при измерениях в скважинах. Зонд-термометр был связан с аппаратурой на поверхности посредством трехжильного бронированного кабеля. Во время летних работ на озере применялась ручная лебедка, установленная на моторной лодке. Измерения со льда проводились с использованием каротажной станции СКВ-69.

Один из концов термистора выводился на "общую" жилу кабеля, а вторые концы вводились в герметичный контейнер, содержащий шаговый искатель. При подаче оператором электрических импульсов на реле шагового искателя (приблизительно 30 В) в определенной последовательности подключались температурные датчики зонда-термометра в измерительное плечо моста. Правильность работы шагового искателя и отсутствие электрических утечек через изоляцию жил кабеля контролировались по величине сопротивлений нескольких высокостабильных резисторов, находившихся в контейнере с шаговым искателем и включавшихся в измерительную цепь в конце цикла переключений. Регистрирующая аппаратура состояла из моста постоянного тока Р-329 и гальванометра М-195/2. Во время летних работ, для того чтобы колебания лодки не влияли на

показания гальванометра, он устанавливался на специально сконструированном кардановом подвесе. Относительная чувствительность аппаратуры составляла $\pm 0,002^\circ\text{C}$. Абсолютная температура измерялась с погрешностью $\pm 0,03^\circ\text{C}$.

Использование кабельного прибора давало возможность получить температуру в любой точке водной толщи. Моменты касания прибором дна, а также отрыва от дна четко фиксировались по динамометру, на котором висел блок-счетчик с кабелем. Геотермический градиент определялся по разности приращений сопротивлений (температур) при перемещении зонда из придонного слоя воды в донные отложения. В нескольких метрах или десятках метров от дна измерялись сопротивления термисторов R_i^0 каждого i -го датчика. После внедрения зонда в грунт и рассеивания тепла трения отмечались сопротивления термисторов R_i . Затем рассчитывались приращения температур

$$\Delta T_i = T_i - T_i^0 = (R_i - R_i^0) / \alpha_i = \Delta R_i / \alpha_i,$$

где T_i^0 и T_i — температуры датчика над дном и в грунте соответственно; α_i — температурный коэффициент термистора i -го датчика. Геотермический градиент вычислялся по формуле

$$G = \Delta T_i - \Delta T_{i+1} / l_i = 1 / l_i \left(\frac{\Delta R_i}{\alpha_i} - \frac{\Delta R_{i+1}}{\alpha_{i+1}} \right),$$

где l_i — расстояние между i -м и $(i+1)$ -м датчиком. Расчеты показали, что приборная относительная погрешность измерения геотермического градиента кабельным зондом-термометром составляет 10 — 12% [Голубев, 1982].

Теплопроводность донных отложений определялась по формуле

$$\lambda = \frac{Q_l \ln \tau_2 / \tau_1}{4\pi(T_2 - T_1)},$$

где Q_l — тепловая мощность, выделяемая единицей длины цилиндрического зонда; T_2 и T_1 — его температуры в моменты времени τ_2 и τ_1 после включения нагревателя. Линейная зависимость между температурой и логарифмом времени для датчика данной конструкции начинает осуществляться через 3 — 4 мин после начала разогрева. Нагревательные элементы датчиков были соединены последовательно. В качестве источника тока в нагревательной цепи использовались батареи ГРМЦ-69. Стабильность тока поддерживалась при помощи реостата с точностью $\pm 0,5\%$. Удельная мощность нагревателя составляла около 3 Вт/м. К концу разогрева внутри датчика температура на 2 — 3°C превышала температуру окружающей среды, поэтому можно считать, что определение коэффициентов теплопроводности производилось при естественной температуре осадков.

При расчетах фоновых геотермических градиентов в донных осадках учитывались сезонные колебания температуры, фиксируемые по измерениям ее в толще воды. Этот фактор сильно искажает глубинное тепловое поле. Кроме того, оценивался влияние современной седиментации. По сравнению с условиями в оз. Байкал, где скорость осадконакопления достигает 0,04 мм/год в центральной части бассейна [Голдырев, 1982], на Хубсугуле эта скорость в 10 — 15 раз ниже, поэтому при прочих равных условиях влияние эффекта седиментации не превысит для Хубсугула первых процентов. Геотермические данные позволяют считать, что в дне озера проявляется циркуляция подземных вод, однако у нас нет информации для количественной оценки этого фактора. Мы лишь ограничиваемся констатацией необходимости учета циркуляции воды.

Рассмотрев вопросы методики измерений температуры и расчета теплового потока, перейдем к аппаратурным и методическим проблемам изучения коэффициента теплопроводности — важнейшего параметра, распределение которого влияет на температуру в литосфере.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Перераспределение тепла в литосфере осуществляется в основном путем кондуктивной теплопередачи, обусловленной теплопроводностью горных пород. В верхней части земной коры при температурах до 100°C основную роль играет решеточная теплопроводность за счет колебаний атомов в кристаллических решетках. Поэтому экспериментально определяемый теплофизический параметр — коэффициент теплопроводности характеризует главным образом решеточную теплопроводность. В дальнейшем мы будем анализировать именно эту составляющую.

К настоящему времени освоено довольно много методов определения коэффициента теплопроводности, подразделяющихся на две большие группы: стационарные и нестационарные. При определении теплопроводности горных пород Монголии нами применялись стационарный метод "разделенного стержня" и нестационарный метод регулярного режима II рода. Установки "Лямбда" и ИТ-λ-400, реализующие эти методы, позволяют проводить измерения с погрешностью 5%. Они подробно описаны в литературе, посвященной обзору их применения в геотермии [Любимова и др., 1964; Тимарева и др., 1970; Смыслов и др., 1979; Гогель, 1978; Методические..., 1983; и др.] Большое количество измерений получено с использованием нового метода измерения теплопроводности горных пород — метода подвижного точечного источника [Попов и др., 1983]. Он основан на регистрации температурного поля нагреваемой поверхности образца в квазистационарном режиме. Датчик температуры перемещается вслед за подвижным сосредоточенным источником и регистрирует температуру поверхности образца на линии нагрева при постоянном удалении области измерения от области нагрева. Принцип определения теплопроводности заключается в следующем (рис. 7.). Серия образцов керна 1 и эталон теплопроводности на подвижной платформе перемещаются с постоянной скоростью v перед источником тепловой энергии 2, создающим на поверхности образцов пятно малых размеров, и бесконтактным регистратором температуры 3. В лабораторной установке в качестве подвижного источника применялся лазер с длиной волны излучения 10,6 мкм, а в полевой установке лазер заменен малогабаритной электролампой со встроенным отражателем для фокусировки излучения. Регистрация температуры бесконтактным путем осуществлялась по электромагнитному излучению поверхности образцов в спектральном диапазоне 2—13 мкм. В процессе измерений фиксировалась установившаяся температура образцов на линии нагрева и профиль каждого измерения регистрировался на самописце 4. Теплопроводность образцов λ определяется из простого соотношения, включающего величины избыточной предельной температуры образцов Θ и эталона $\Theta_{\text{эт}}$, а также известную теплопроводность эталона $\lambda_{\text{эт}}$:

$$\lambda = \lambda_{\text{эт}} \frac{\Theta_{\text{эт}}}{\Theta}.$$

По результатам измерений определяют эквивалентную теплопроводность образца в целом для направления, совпадающего с осью керна. Для каждого образца в соответствии с термограммой можно получить распределение теплопроводности, пример которого приведен на рис. 7. Отличительной особенностью

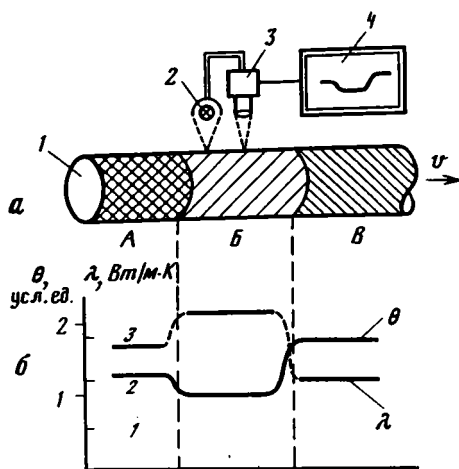


Рис. 7. Принцип определения теплопроводности образцов керна методом подвижного источника
 а — схема измерений; б — регистрируемый профиль избыточной температуры нагрева θ и распределение теплопроводности λ по длине. 1 — исследуемый образец; А, Б, В — участки пород с различной теплопроводностью; 2 — источник тепловой энергии; 3 — бесконтактный регистратор температуры образца; 4 — самописец

методики является возможность изменять толщину исследуемого слоя минерального вещества путем изменения скорости движения источника и расстояния между областью регистрации температуры и пятном нагрева. Увеличение толщины исследуемого слоя необходимо при оценке теплопроводности образца в целом. В то же время для решения ряда задач, связанных с изучением минерального состава и структурно-текстурных особенностей образцов, а также с исследованием образцов небольших размеров, толщина исследуемого слоя не должна быть большой. Регулирование толщины исследуемого слоя осуществляется выбором соответствующих параметров режима работы аппаратуры.

Измерения по методу подвижного источника проводятся на керновом материале без какой-либо механической обработки исследуемых образцов. Это ценное преимущество данного метода, так как при работе на других установках много времени уходит на распиловку и шлифовку проб, а при этом многие образцы разрушаются (например, угли, соли, сланцы). С помощью метода подвижного источника за одну рабочую смену можно измерить коэффициенты теплопроводности 350 — 400 образцов. Относительная погрешность измерений не превышает 5%. Измеряемые значения теплопроводности соответствуют температуре, близкой к температуре окружающей среды.

Для сравнения работы различных установок проведено контрольное измерение серии из 38 образцов всеми тремя применявшимися методами. В результате установлена удовлетворительная сходимость данных: амплитуда разброса значений для одного и того же образца не превышала 7%. Это позволило провести статистический анализ распределения коэффициентов теплопроводности для различных структур региона, а также для разных петрографических групп.

На рис. 8 показано расположение пунктов отбора проб для определения коэффициентов теплопроводности. Измерениями охвачены четыре тектонические провинции Монголии: Прихубсугуль с позднерифейско-раннепалеозойской корой; Хангай-Хэнтэйская зона со среднепалеозойской корой; Керуленская зона с корой, сформировавшейся в среднем палеозое, но подвергшейся затем мезозойско-кайнозойской активизации, и Южно-Монгольский пояс с позднепалеозойской корой. Данные о возрасте становления континентальной коры взяты с Тектонической карты МНР масштаба 1:1 500 000 [Тектоника..., 1974]. По отдельным структурам рассчитаны средние величины коэффициентов теплопроводности (табл. 1). Из таблицы видно, что теплопроводность изменяется в значительных пределах даже внутри одной тектонической провинции. Например, на Участке Дунд-Булак теплопроводность в 1,5 раза выше, чем на соседних участках Бэрх или Нарингын-Гол. Это объясняется различным геологическим строением

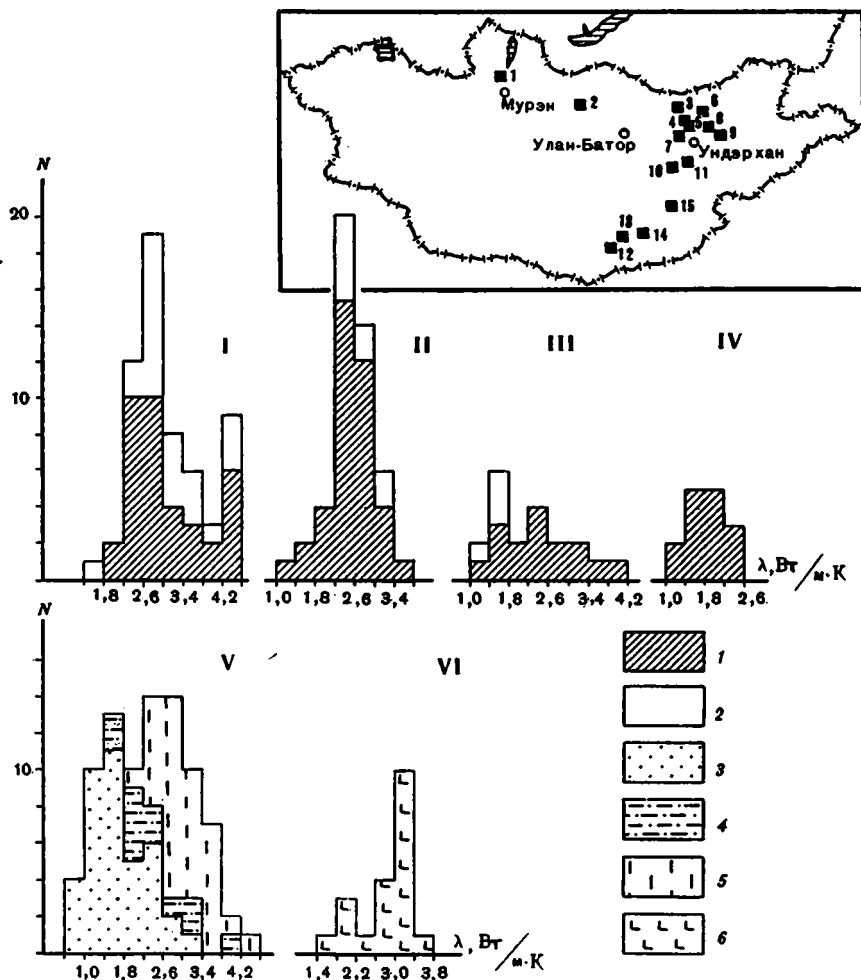


Рис. 8. Результаты измерений коэффициентов теплопроводности λ горных пород МНР: карта опробования (номера соответствуют данным табл. 1) и гистограммы распределения λ для пород различного состава (N — число измерений)

I — кислые; II — средние; III — основные; IV — щелочные; V — осадочные; VI — метаморфические.
1 — интрузивные; 2 — эффузивные; 3 — терригенные; 4 — вулканогенно-осадочные; 5 — карбонатно-фосфатные; 6 — метаморфические

участков. Так, в скважинах, пройденных на Дунд-Булаке, вскрыты кварцевые жилы среди туфоалевролитов нижней перми. Высокая теплопроводность кварцевых жил (3,8 — 4,5 $\text{Вт/м}\cdot\text{К}$) и их частая встречаемость в разрезе привели к повышению средневзвешенного значения коэффициентов теплопроводности. На Бэрхе и Нарингуйн-Голе разрезы скважин сложены туфоалевролитами цаганцабской свиты ($J_3 - K_1$ ss) и роговообманковыми порфировидными гранитами ценхэргольского комплекса (γ C sh). Их теплопроводность существенно ниже. Следовательно, при вычислении плотности теплового потока как произведения коэффициента теплопроводности на геотермический градиент необходимо иметь данные о теплопроводности каждого участка и при этом учитывать представительность тех или иных пород в разрезе, а также конфигурацию границ с контрастной теплопроводностью. Это необходимое условие для получения корректной информации о фоновом тепловом потоке на отдельных структурах.

Таблица 1

Теплопроводность горных пород рудных месторождений МНР

№ п/п	Участок	Количество образцов	Коэффициент теплопроводности λ , Вт / (м·К) $\lambda_{\min} / \lambda_{\max} - \lambda_{\text{ср}} \pm \delta$	Метод измерения
1	Буринхан	38	1,34/4,30 — 2,90±0,44	1, 2, 3*
2	Шанд	21	2,02/3,54 — 2,58±0,17	1, 2, 3
3	Нарингийн-Гол	4	2,14/2,88 — 2,54±0,10	3
4	Ундур-Цаган	16	1,79/5,42 — 2,85±0,85	3
5	Мунгун-Ундур	16	2,18/3,42 — 3,00±0,12	3
6	Дунд-Булак	12	1,70/4,55 — 3,70±0,58	3
7	Цаган-Обо	7	1,71/2,96 — 2,44±0,20	3
8	Бэрх	19	1,76/3,24 — 2,45±0,18	1, 2
9	Дзан-Ширэ	25	2,32/4,89 — 3,25±0,67	3
10	Боро-Ундур	22	1,74/4,60 — 3,03±0,31	1, 2
11	Цаган-Элигени	4	1,33/1,80 — 1,57±0,04	1, 2
12	Таван-Толгойт	38	0,42/2,64 — 1,62±0,29	1, 2, 3
13	Их-Шанхай	20	2,43/3,36 — 2,76±0,06	3
14	Цаган-Субурга	15	1,20/2,48 — 1,79±0,11	1, 2
15	Оюут	10	1,12/2,67 — 2,02±0,20	1, 2

* Цифрами обозначены методы: "разделенного стержня" — 1, регулярного режима II рода — 2, подвижного источника — 3.

В процессе изучения теплофизических свойств получены данные для большой группы петрографически различных пород: магматических, метаморфических и осадочных. Гистограммы распределения коэффициентов теплопроводности приведены на рис.8. Максимальное число определений в группах магматических пород приходится на различные интервалы значений теплопроводности. Для кислых пород наибольшее число определений лежит в пределах 2,6 — 3, для пород среднего состава — 2,2 — 2,6, для пород основного состава — 1,4 — 1,8, щелочного — 1,4 — 2,2 Вт/(м·К). Статистики выборок приведены в табл. 2. Значимость различий средних в выборках проверялась по критерию Стьюдента для двух и для нескольких совокупностей [Коган и др., 1973]. Проверяемую гипотезу о равенстве средних в двух выборках можно записать как $H_0: \mu_1 = \mu_2$ при множестве конкурирующих гипотез $H_1: \mu_1 \neq \mu_2$, где μ — истинное среднее случайной величины. Условиями, благоприятными для применения критерия Стьюдента, являются: 1) соблюдение нормальности распределения двух исходных выборок эмпирических данных; 2) примерное равенство дисперсий. Эти условия выполняются в нашем анализе. Тогда при нулевой гипотезе

$$t = \frac{\bar{X} - \bar{Y}}{\sqrt{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}} \sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 - 2)}{n_1 + n_2}}$$

представляет собой значение случайной величины, распределенной по закону Стьюдента с $f = n_1 + n_2 - 2$ степенями свободы. В этой формуле $\bar{X}, \bar{Y}$ — средние значения в первой и второй выборках; n_1 и n_2 — соответственно количество элементов в выборках; S_1^2 и S_2^2 — дисперсии. Если значение $t \leq t_{q,f}$, где $t_{q,f}$ — допустимое значение для уровня значимости q и f , то принятая гипотеза не противоречит эмпирическим данным. Если же $t > t_{q,f}$, то нулевую гипотезу следует отклонить. Воспользовавшись этим критерием, мы проверили значи-

Таблица 2

Значения коэффициентов теплопроводности пород различного состава

Породы	Количество измерений	Коэффициент теплопроводности λ , Вт/(м·К)			Дисперсия σ	Значение $\lambda_{\text{ср}}$ по литературным данным
		λ_{max}	λ_{min}	$\lambda_{\text{ср}}$		
Магматические	155	5,50	1,12	2,75	0,72	
Кислые:	61	4,89	1,74	2,96	0,40	
интрузивные	38	4,89	2,11	2,85	0,34	2,40
эффузивные	23	4,60	1,74	3,13	0,46	2,11
Средние:	48	3,54	1,12	2,55	0,20	
интрузивные	39	3,54	1,12	2,52	0,24	2,30 — 3,00
эффузивные	9	3,07	2,49	2,68	0,05	1,88
Основные:	21	5,50	1,33	2,45	1,08	
интрузивные	17	5,00	1,34	2,66	1,10	2,28 — 3,40
эффузивные	4	1,80	1,33	1,57	0,05	1,45 — 1,69
Щелочные	15	2,48	1,20	1,79	0,12	2,03 — 2,36
Осадочные	85	4,30	0,42	2,34	0,75	
Терригенные	39	3,24	0,42	1,68	0,38	1,22 — 1,92
вулканогенно-осадочные	12	3,88	1,70	2,47	0,45	2,02 — 2,34
Карбонатно-фосфатные	34	4,30	2,10	3,05	0,28	2,40 — 3,24
Метаморфические	20	3,42	1,79	2,83	0,27	2,02 — 2,46

мость различий средних в выборках значений коэффициентов теплопроводности для пород различного состава. Результаты проверки сводятся к следующему.

Среди магматических пород любого состава различие средних значений коэффициентов теплопроводности для интрузивных и эффузивных разностей оказалось незначимым, т.е. нет оснований выделять в особые группы эти разности. Основные породы, исследованные нами, при данной дисперсии неотличимы ни от кислых, ни от средних по значению коэффициента теплопроводности, и разделение их на отдельные выборки диктуется лишь минералогическим составом. Однако различие средних значений теплопроводности в других группах магматических пород оказалось значимым: кислые, средние и щелочные породы выделяются в три разнородные выборки. Причем щелочные породы отличаются относительно низким средним значением коэффициента теплопроводности по сравнению с данными других исследователей [Смыслов и др., 1979; Sass et al., 1981].

В группе осадочных отложений мы выделяем три выборки: терригенные, вулканогенно-осадочные и карбонатно-фосфатные породы. Они характеризуются большим различием средних значений коэффициентов теплопроводности. Проверка значимости различий по критерию Стьюдента подтвердила принятую гипотезу о разнородности выборки. Из гистограммы (см. рис. 8) хорошо видно, что максимумы числа наблюдений значений теплопроводности смещаются от терригенных (интервал 1,4 — 1,8 Вт/(м·К)) к карбонатно-фосфатным породам (2,6 — 3,0 Вт/(м·К)). В выборке вулканогенно-осадочных пород максимальное число измерений приходится на промежуточный интервал (1,8 — 2,2 Вт/(м·К)).

Метаморфические породы, представленные глинистыми и кварц-двуслюдными сланцами, выделены в отдельную группу. Эти породы были отобраны на двух близко расположенных участках: Ундур-Цаган и Мунгун-Ундур в Керуленском блоке, поэтому статистические параметры не могут дать объективную характеристику теплопроводности пород этой выборки, среднее

значение которой составляет $2,83 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$, что, как видно из табл. 2, заметно выше среднемировых данных для метаморфических пород. Высокая теплопроводность верхней части земной коры вообще характерна для структур Керуленского блока. В то же время сравнительно низкие значения отмечаются в Южно-Монгольской зоне. Эти особенности регионального распределения коэффициентов теплопроводности были учтены при построении геотермической модели литосферы Центральной Азии.

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА И КОНТРАСТНОЙ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

Сущность искажений, вносимых в глубинное тепловое поле данными факторами, заключается в рефракции стационарного теплового потока вследствие неизотермичности плоской дневной поверхности, с одной стороны, и сложной геометрии и контрастности (и анизотропности) теплофизических свойств природных объектов — с другой. Искажения наблюдаемого потока появляются из-за неортогональности силовых линий теплового поля дневной поверхности. В конкретной обстановке влиянию этих факторов подвержены измерения в условиях горного рельефа, а также при структурно-геологических неоднородностях: складчатости, сбросах, надвигах, разломах, интрузиях, соляных диапирах, рудных телах и т.п. Необходимо сосуществование подобных структурных неоднородностей и контраста теплофизических свойств в граничащих средах.

Аналитические методы учета обоих факторов сводятся в общем случае к решению уравнения Лапласа (без внутренних источников тепла) или уравнения Пуассона (при наличии источников), поэтому они нами рассматриваются совместно.

Учет рельефа — это наиболее хорошо разработанная методика факторного анализа в геотермии, поэтому данные теплового потока в мировых каталогах представлены в основном после оценки влияния рельефа [Jessop et al., 1976]. Впервые способ учета рельефа предложил Г. Джеффрис [Jeffreys, 1938], суть его аналогична введению редукции Фая в гравиметрии: рельеф проектируется на горизонтальную плоскость, а вводимая поправка представляет собой произведение геотермического градиента на разность высот между данной точкой земной поверхности и выбранной плоскостью. Ф. Берч [Birch, 1960] усовершенствовал эту методику, предложив удобный способ для расчета поправки в туннелях. Затем способ Ф. Берча был распространен на случай измерений в скважинах [Дучков, Соколова, 1971]. Топографическую поправку к геотермическому градиенту предлагается искать в виде

$$g/g_n = [1/(1-A)] - (g'/g_n)A/(1-A),$$

где $A = (\bar{h}_{i+1} - \bar{h}_i)/(z_{i+1} - z_i)$; $\bar{h}_i$ и $\bar{h}_{i+1}$ — средневзвешенные превышения окружающего рельефа для глубин z_i и z_{i+1} ; g_n — геотермический градиент, измеренный в интервале $\Delta z = z_{i+1} - z_i$; $g' = 4,5 \text{ мК/м}$ — гипсометрический температурный градиент; g — неискаженный, глубинный температурный градиент. Для удобства пользования этой методикой авторами предложена палетка и построена серия номограмм.

Приближенным способом учета простых двумерных форм рельефа является метод Лииса, который изложен во многих советских публикациях [Любимова, 1968; Дучков, Соколова, 1971; Любимова и др., 1973].

Влияние рельефа заметно, если измерения геотермического градиента производятся на глубинах, не превышающих амплитуды локальных форм рельефа [Birch, 1960]. При больших глубинах скважин измерения, сделанные в их нижних

Таблица 3

Отношение точной величины возмущений к вычисленному значению
для разных глубин

z/H	$1/\beta$				
	1,0	2,0	3,0	5,0	10,0
0,1	3,10	0,87	0,93	0,97	1,00
0,2	1,15	0,89	0,93	0,97	1,00
0,3	1,04	0,91	0,94	0,97	1,00
0,5	0,97	0,93	0,96	0,98	1,00
1,0	1,00	0,98	0,98	0,99	1,00
1,5	1,03	1,00	1,00	1,00	1,00
2,0	1,04	1,02	1,01	1,01	1,01

частях, можно считать неискаженными. Дж. Егер провел сравнение точного решения для топографического профиля, аппроксимируемого "бесконечным хребтом", и измерений с учетом топографической поправки на половине максимальной высоты [Jaeger, 1965]. Величина возмущений оценивается для отношения глубины измерения z к высоте хребта H и параметра $1/\beta$ — отношения высоты к полуширине хребта. Результаты анализа приведены в табл. 3.

Как видно из табл. 3 заметные ошибки при внесении поправки возникают тогда, когда высота хребта превышает одну треть его полуширины. В остальных случаях значения поправки не выходят за пределы погрешности измерений.

Для учета контрастной теплопроводности разработаны аналитические, численные и аналоговые методы. Причем применение аналитических методов довольно ограничено. Имеются решения уравнения Лапласа в условиях контраста теплопроводности лишь для простых геометрических форм [Карслоу, Егер, 1964; Корытникова, 1937, 1943; и др.], в явном виде получены решения для тел более сложной формы в том случае, когда они описываются поверхностями эллиптической системы координат [Глюзман, 1966; Галицын, Жуковский, 1977; Луковский и др., 1977]. Н.Н. Корытникова [1937] получила решение задачи о распределении температуры вокруг погребенного тела иной (относительно окружающей среды) теплопроводности при следующих предположениях: 1) стационарное распределение температуры; 2) в теплофизически однородном неограниченном пространстве помещено только одно тело иной теплопроводности, а если бы этого тела не было, изотермические поверхности были бы горизонтальными плоскостями:

$$T = T_0 - \gamma z, \quad (3)$$

где T — температура; z — глубина (положительная ось z направлена вверх); T_0 — температура на глубине $z = 0$; γ — градиент, предполагаемый постоянным; 3) при $|x| \rightarrow \infty$ изотермы принимают вид плоскостей (3). Полученные решения дают возможность рассчитать температуру любой точки полупространства ниже земной поверхности внутри и вне погребенного тела. Для вытянутого эллипсоида вращения соответственно

$$T_i = T_0 - \frac{4\gamma z}{4 + Z_0(\mu - 1)},$$

$$T_e = T_0 - \gamma z \left[1 - \frac{2(\mu - 1)a^2 c}{4 + Z_0(\mu - 1)} \left(\frac{1}{p^3} \ln \frac{\sqrt{c^2 + \eta} + p}{\sqrt{c^2 + \eta} - p} - \frac{2}{p^2} \frac{1}{\sqrt{c^2 + \eta}} \right) \right],$$

где $Z_0 = 2a^2 c [-2/p^2 c + 1/p^3 \ln(c + p)/(c - p)]$; c — вертикальная, a — горизонтальная

полуось эллипсоида;

$$c^2 + \eta = \frac{1}{2}[r^2 + z^2 + p^2 + \sqrt{(r^2 + z^2 - a^2 - c^2)^2 + 4(c^2 r^2 + a^2 z^2 - a^2 c^2)}];$$

$$r^2 = x^2 + y^2;$$

$\mu = \lambda_1/\lambda$ — отношение коэффициента теплопроводности тела к коэффициенту теплопроводности окружающей среды.

Для сплюснутого полуэллиптического цилиндра, выходящего на плоскую дневную поверхность, также получено аналитическое решение [Lachenbruch, Marshall, 1966], имеющее большое значение при расчетах структурной поправки в морских измерениях теплового потока: подобным телом можно аппроксимировать линзы осадков, залегающих на акустическом фундаменте. Решение имеет вид

$$q_n / q_{г\lambda} = 1 + \frac{1 - \mu}{d + \mu} \left\{ \frac{d}{1 - d} \left[1 - \frac{l^2(d^2 - 1)}{x^2} \right]^{-1/2} - 1 \right\}, \quad |x| > l;$$

$$q_n / q_{г\lambda} = \mu \frac{d + 1}{d + \mu}, \quad |x| > l,$$

где q_n и $q_{г\lambda}$ — измеренный и неискаженный тепловой поток соответственно; l — горизонтальная полуось; $d = h/l$, h — вертикальная полуось; λ_1, λ_2 — коэффициенты теплопроводности внутри и вне эллипсоида соответственно; $\mu = \lambda_1/\lambda_2$.

Более универсальными являются численные или аналоговые методы решения задач теплопроводности. С помощью этих методов удается учесть одновременно рельеф и контрастную теплопроводность в сколь угодно сложном геофизическом разрезе с различными граничными условиями и с наличием внутренних источников тепла. В геотермии (впрочем, так же как и в других геофизических методах) с появлением современных вычислительных средств почти полностью отказались от поисков аналитических решений уравнения теплопроводности. Все шире и шире используется численное моделирование на ЭЦВМ и аналоговое моделирование на АВМ. Сейчас стоит задача разработки оптимального алгоритма решения для унификации всех геотермических расчетов. Таким образом, в настоящее время нет проблем для физического расчета тех или иных поправок в конкретных случаях. Речь может идти о задании точной независимой геологической информации для учета искажений фонового теплового поля. Как показывает опыт, введение поправок в измеренные величины теплового потока позволяет более конкретно проводить дальнейшую интерпретацию [Giesel, Holz, 1970; Савостин, 1974; Смирнов, Попова, 1974; Смирнов, Сугробов, 1979; Хуторской, 1982а,б; Хуторской и др., 1982; Джоунз, Оксбург, 1982; и др.].

Расчет поправок на рельеф, контрастную теплопроводность и другие искажающие факторы для условий Монголии мы проводили методом аналогового моделирования на сеточных электрических моделях. При построении моделей учитывалась вся собранная нами информация об объекте: структурно-геологические условия, рельеф, температура нейтрального слоя, коэффициенты теплопроводности каждого геологического комплекса, радиогенная теплогенерация в слоях, температуры на забоях скважин. Это позволило построить близкую к реальности геотермическую модель, правильно задать граничные условия и учесть все возможные искажения. В результате моделирования рассматривались профили температуры и теплового потока на глубинных срезах и путем осреднения по профилю вычислялся фоновый тепловой поток. Докажем правомочность метода осреднения по профилю.

Рассмотрим тепловую неоднородность, находящуюся в среде с постоянной теплопроводностью. Пусть тепловой поток, входящий в эту область, равен q_0 . Этот поток еще не претерпел искажений, поэтому может быть определен как фоновый, или глубинный. Если внутри искажающего тела объемом V нет источников тепла, то по теореме Гаусса

$$\int_V \operatorname{div} q dV = \int_{S_1} q_n dS + \int_{S_2} q_n dS = 0,$$

где q_n — нормально направленный к поверхности тепловой поток; положительное направление принято наружу области G ; S_2 и S_1 — площадь нижней и верхней поверхности области G соответственно. Изменив направление нормальной составляющей теплового потока с поверхности S_2 на обратное и приняв во внимание, что q_n на S_2 равно q_0 , получим $\int_{S_1} q_n dS = \int_{S_2} q_0 dS = q_0 S_2$, откуда

$q_0 = 1/S_2 \int_{S_1} q_n dS$, т.е., по определению, является осредненной по площади величиной. Аналогично для плоской задачи $q_0 = 1/L \int_{L_1} q_n dL$, где L — длина

профиля осреднения. Для конечного разбиения имеем $q_0 = \left(\sum_{i=1}^m q_n S_i \right) / \sum_{i=1}^m S_i$ и

$q_0 = \left(\sum_{i=1}^m q_n L_i \right) / \sum_{i=1}^m L_i$. Итак, применяя описанную методику, мы получаем величину

глубинного теплового потока на конкретных геологических объектах.

Тот же результат теоретически получается при статистической обработке представительных совокупностей геотермических данных [Тепловой..., 1970]. В этом случае среднее значение по региону адекватно фоновому тепловому потоку, а поверхностные искажения (аномалии) — дисперсии случайной величины. Но этот подход возможен лишь при региональных сопоставлениях. При интерпретации же конкретных геотермических измерений необходимо выяснить природу аномалий на основании детального изучения геологического строения участка. Правильная количественная оценка аномалий дает возможность оценить фон, т.е. выяснить величину глубинного теплового потока даже по единичным измерениям. Этот подход нам представляется однозначным в геотермически малоизученном регионе, каким является территория МНР.

МЕТОДИКА АНАЛОГОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

Для учета поверхностных и глубинных неоднородностей, искажающих фоновый тепловой поток, нами использовался метод аналогового моделирования. Раньше мы применяли его лишь для учета структурно-геологических неоднородностей [Хуторской, 1979, 1982а,б]. В данной работе возникла необходимость учесть такие стационарные и нестационарные факторы, как рельеф, образование надвигов, "быстрые" неотектонические движения, остывание магматического очага. Для решения этих задач мы также применили метод аналогового моделирования: стационарные задачи решались в двумерном, а нестационарные — в одно- и двумерном вариантах. Остановимся на методике моделирования задач теплопроводности на сеточных моделях.

В случае стационарного распределения температур задача нахождения тепловых параметров среды сводится к решению дифференциального уравнения

$$\frac{\partial}{\partial x}[A_1(x, y, z) \frac{\partial T}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y}[A_2(x, y, z) \frac{\partial T}{\partial y}] + \frac{\partial}{\partial z}[A_3(x, y, z) \frac{\partial T}{\partial z}] = F(x, y, z), \quad (4)$$

т.е. к отысканию распределения функции температуры $T(x, y, z)$ в области $G(x, y, z)$ при различных граничных условиях. В уравнении (4) A_1, A_2, A_3, F — заранее известные функции координат области $G(x, y, z)$. В общем случае эти величины могут быть функциями искомой величины $T(x, y, z)$ [Тихонов, Самарский, 1966]. К решению уравнения (4) сводятся не только задачи теплопроводности, но и задачи нахождения электрических потенциалов, гидравлических напоров, расхода гидродинамического потока и многие другие. Именно на подобии законов сохранения энергии, переноса тепла или электрического заряда, а следовательно, и дифференциальных уравнений основан метод электротепловой аналогии, использованный в аналоговых вычислительных машинах. Полная аналогия соблюдается, если привести уравнения к безразмерному виду. Для этого вводятся масштабные размерности температур $(T_{\max} - T_{\min})$ и электрических потенциалов $(u_{\max} - u_{\min})$, а также масштабные значения термических и электрических сопротивлений R_M^T и R_M^u . В большинстве случаев, рассмотренных в данной работе,

в качестве $T_{\max}$ и $T_{\min}$ вводились реально измеренные температуры в скважинах. В том случае, когда задача решалась с граничными условиями II рода (для задач геотермии — поток тепла на границах), задавалась масштабная величина тока α_j :

$$\alpha_j = \alpha_u / \alpha_R, \quad \alpha_u = (u_{\max} - u_{\min}) / (T_{\max} - T_{\min}), \quad \alpha_R = R_M^u / R_M^T,$$

В результате опроса узловой точки каждой ячейки сетки измеряется некая безразмерная величина $\theta = (T - T_{\min}) / (T_{\max} - T_{\min})$, отсюда $T = T_{\min} + \theta(T_{\max} - T_{\min})$.

Таким образом, метод аналогового моделирования позволяет получать распределение температуры в сколь угодно сложно построенной теплофизической модели с различными граничными условиями.

Нестационарные задачи теплопроводности решались на сеточной электрической модели типа RR_r [Жернов, Павловец, 1976], основанной на дискретизации области теплопроводности в пространстве и во времени. Дифференциальные уравнения в частных производных аппроксимируются при этом неявной системой конечно-разностных уравнений. В практике наиболее распространена схема Г. Либмана, которой мы пользовались для решения нестационарных задач теплопроводности.

Рассмотрим метод Г. Либмана применительно к плоским задачам нестационарной теплопроводности при отсутствии внутренних источников тепла и примем для простоты коэффициент теплопроводности λ постоянным. В этом случае дифференциальное уравнение теплопроводности имеет вид

$$\partial T / \partial \tau = a(\partial^2 T / \partial x^2 + \partial^2 T / \partial y^2), \quad (5)$$

где T — температура; τ — время; x и y — прямоугольные координаты; $a = \lambda / c\rho$ — коэффициент температуропроводности; c — теплоемкость; ρ — плотность. В основе метода Г. Либмана лежит уравнение теплопроводности (5), записанное в конечных разностях. Для этого разбиваем всю исследуемую область в плоскости XU на ячейки со сторонами Δx и Δy , а узловые точки размещаем в центре тяжести этих ячеек (рис. 9). Запишем разностное уравнение для 0 — узловой точки и n -го момента времени. После замены производных в уравнении (5) разностными отношениями

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = \frac{T_{0,n} - T_{0,n-1}}{\Delta \tau}, \quad \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = \frac{T_{1,n} - T_{0,n}}{\Delta x^2} + \frac{T_{3,n} - T_{0,n}}{\Delta x^2},$$

$$\frac{\partial^2 T}{\partial y^2} = \frac{T_{2,n} - T_{0,n}}{\Delta y^2} + \frac{T_{4,n} - T_{0,n}}{\Delta y^2}$$

получим

$$\frac{T_{0,n} - T_{0,n-1}}{\Delta \tau} = a \left(\frac{T_{1,n} - T_{3,n} - 2T_{0,n}}{\Delta x^2} + \frac{T_{2,n} + T_{4,n} - 2T_{0,n}}{\Delta y^2} \right).$$

Отметим, что в данном случае дифференциальное уравнение аппроксимируется неявным разностным уравнением, так как в производной $\partial T / \partial \tau$ рассматривается приращение температур между "настоящим" (n) и "предыдущим" ($n - 1$) моментами времени. Неявная схема решения остается устойчивой при любых приращениях $\Delta \tau$, в то время как для устойчивости явной схемы требуется

соблюдение условия: число Фурье для ячейки $Fo = \frac{a \Delta \tau}{\Delta x \Delta y}$ не должно превышать некоторого определенного значения $Fo^{уст}$. Для одномерных задач $Fo^{уст} = 0,5$, а для двумерных $Fo^{уст} = 0,25$. Вводя термическое сопротивление, равное $R_T = 1/\lambda$, и некоторое условное "временное" сопротивление $R_\tau = R_T \frac{\Delta \tau}{\Delta x \Delta y}$ между ячейками, можно формально уравнение (5) записать в виде, соответствующем стационарному случаю:

$$\sum_{m=1}^4 \frac{T_{m,n} - T_{0,n}}{R_T} + \frac{T_{0,n-1} - T_{0,n}}{R_\tau} = 0. \quad (6)$$

Таким образом, тепловая схема узловой точки 0 в случае нестационарной теплопроводности отличается от схемы при стационарной теплопроводности тем, что эта точка оказывается соединенной, помимо узловых точек соседних ячеек 1, 2, 3, 4, еще с одной дополнительной узловой точкой, температура в которой равняется температуре в точке 0 в предыдущий ($n - 1$)-й момент времени. Соотношение термического и "временного" сопротивлений определяется числом Фурье: $Fo = R_\tau / R_T$. Уравнение (5) по форме аналогично уравнению Кирхгофа для точки "0" электрической схемы, соединенной с пятью узловыми точками через некоторые сопротивления R_s и $R_{s,\tau}$ (рис. 10):

$$\sum_{m=1}^4 \frac{u_{m,n} - u_{0,n}}{R_s} + \frac{u_{0,n-1} - u_{0,n}}{R_{s,\tau}} = 0, \quad (7)$$

где $u_{0,n}$ и $u_{0,n-1}$ — потенциалы в точке "0" в n -й и $(n - 1)$ -й момент времени. На пятую узловую точку, дополнительно подсоединяемую к нулевой через сопротивление $R_{s,\tau}$, подается напряжение, равное по величине напряжению в точке "0", но в предыдущий, $(n - 1)$ -й момент времени. Из сказанного следует, что задачи нестационарной теплопроводности можно решать на электрических аналоговых устройствах, имеющих сетку только омических сопротивлений. При решении задач по методу Либмана не составляет труда изменить граничные условия, а это значит, что могут быть решены задачи внедрения магматического материала, надвигов, термической активизации, что и будет показано ниже. Кроме того, в процессе решения можно легко учесть переменность физических свойств (c , ρ , a , λ) путем соответствующего изменения сопротивлений R_s и $R_{s,\tau}$, можно изменять временной шаг, подбирая различные сопротивления $R_{s,\tau}$. Мы рассмотрели методику решения нестационарных задач без внутренних источников тепла. В случае же, когда задаются источники, аналогичные дополнительному электрическому току из узловой точки, последовательность решения задачи не изменяется.

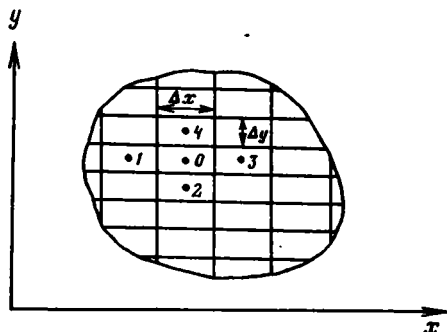


Рис. 9. Схема разбиения на ячейки области моделирования

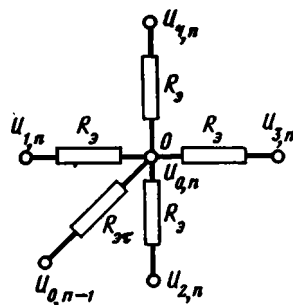


Рис. 10. Схема подключения "временного" сопротивления R_{τ} в узловую точку

Суммарная погрешность результатов решения задач методом электрических аналогий складывается из погрешностей трех видов: 1) погрешность метода, обусловленная заменой дифференциального уравнения в частных производных уравнением в конечных разностях; 2) погрешность аппаратуры, связанная с неточностью сопротивлений и граничных потенциалов; 3) погрешность оператора. Первый вид погрешности зависит от выбора ячеек ($\Delta x \Delta y = \delta$) при пространственном разбиении разреза и от интервала времени Δt . Чем меньше δ и Δt , тем меньше и погрешность метода. Количественную оценку погрешности можно получить эмпирическим путем, проведя измерения при различных δ и Δt . Лучше всего это сделать для тел правильной геометрической формы, с тем чтобы сравнить затем точное аналитическое и модельное решения. Подобный анализ проведен нами для бесконечного кругового цилиндра при различных значениях контраста теплопроводности $\mu = \lambda_{\text{ц}} / \lambda_{\text{ср}}$, где $\lambda_{\text{ц}}$ и $\lambda_{\text{ср}}$ — коэффициенты теплопроводности цилиндрического включения и окружающей среды [Хуторской, 1982 а, б] соответственно. В результате анализа показано, что погрешность зависит от количества ячеек, на которое разбито сечение каждого комплекса с контрастной теплопроводностью. Если тело выходит на дневную поверхность, то достаточно разбиения на четыре-пять ячеек. При этом относительная погрешность не превышает 1%. В случае погруженного тела можно ограничиться разбиением его на две-три ячейки. Даже в этом случае относительная погрешность составляет лишь 0,5%.

Наши расчеты проводились на электроинтеграторе ЭИ-12 и на сеточной модели МСМ, имеющих 448 и 361 узловые точки соответственно. В некоторых случаях, например при решении задач контрастной теплопроводности или учете влияния рельефа, этого количества ячеек оказывалось недостаточно для достижения необходимой точности. Поэтому приходилось разбивать исследуемые разрезы на некоторое число массивов и моделировать каждый из них отдельно. В результате этого на боковых границах массива возникали невязки в значениях безразмерных температур Θ из-за утечки тока. Для устранения этих невязок массивы рассчитывались с перекрытием. Опыт показал, что 10%-ного перекрытия соседних массивов достаточно для устранения невязки.

Погрешности второго и третьего видов, как правило, постоянны (если исключить грубые промахи оператора) и их суммарная величина не превышает 1—2% [Жернов, Павловец, 1876; Протопопов, 1971]. Таким образом, метод аналогового моделирования позволяет решать практически все задачи кондуктивной теплопроводности с погрешностью 2—3%. Авторы, безусловно, отдают себе отчет в том, что те же решения на ЭЦВМ можно получить с большей точностью, однако аналоговое моделирование подкупает своей оперативностью, коммуникабельностью и простотой и этим компенсирует более высокую разрешающую способность численных решений.

ВЛИЯНИЕ ФИЛЬТРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

Подземные воды обладают большой теплоемкостью и при своем движении перераспределяют температуры и тепловой поток, вызывая появление аномалий обоих параметров (T, q), поэтому необходимо рассмотреть типы движения подземных вод в условиях МНР.

Геологическое строение недр, распределение горных пород различной проницаемости, тектонических нарушений, связь проницаемых пластов с поверхностными водоемами, влияние осадков и рельефа поверхности определяют сложную конфигурацию движения подземных вод.

Схематизируя природные условия, принимаем, что сложные гидрогеологические процессы можно представить в виде упрощенных схем: движение флюидов по водоносным пластам горизонтальное или наклонное, а по слабопроницаемым пластам, разделяющим водоносные горизонты, — вертикальные. Если подземные воды по проницаемой зоне перетекают из одного водоносного горизонта в другой, то в нем в зависимости от направления перетекания флюида формируются положительные или отрицательные температурная и тепловая аномалии. После проявления в соседнем пласте перегретая или охлажденная вода по мере движения по пласту будет охлаждаться или нагреваться до неискаженной температуры пласта. Сложное температурное поле формируется при движении воды по пласту, имеющему антиклинальную форму. Такая картина возможна в районах брахиантиклинальных структур. Тогда над крылом структуры с восходящим движением возникает положительная аномалия, а над крылом с нисходящим движением — отрицательная аномалия температуры и теплового потока [Тепловой..., 1970].

Для количественного изучения перераспределения теплового потока и температур подземными водами рассмотрим следующие расчетные схемы: слабопроницаемый пласт, горизонтальный водоносный пласт и наклонный водоносный пласт. Протекающие процессы теплопереноса считаем стационарными.

Слабопроницаемый однородный пласт. В соответствии с гипотезой Мятеева—Гиринского [Гиринский, 1947; Мятеев, 1948] принимаем, что в относительных водоупорах, разделяющих водоносные пласты, вода движется в основном в вертикальном направлении.

При условии, что температуры воды и породы отражают теплоперенос вдоль вертикальной оси, процесс может быть описан с помощью уравнения [Любимова и др., 1964; Огильви, 1959]

$$d^2T / dz^2 - c\rho v / \lambda (dT / dz) = 0, \quad (8)$$

где T — температура; ось z направлена вниз; c, ρ — теплоемкость и плотность воды; λ — коэффициент теплопроводности породы пласта; v — скорость фильтрации по вертикали. Обозначим $c\rho v / \lambda = p$.

Для решения этого уравнения необходимо учесть граничные условия, которые отражают особенности температурного поля на границе рассматриваемого интервала глубин. Допустим, что на обеих границах известны значения температур (границы I рода): $T(z_1) = T_1$ и $T(z_2) = T_2$. Тогда решение уравнения (8) может быть получено в виде [Огильви, 1959]

$$T = T_1 + (T_2 - T_1) \frac{e^{p(z-z_1)} - 1}{e^{p(z_2-z_1)} - 1}. \quad (9)$$

Если на одной из границ известен кондуктивный тепловой поток (граница II рода), направленный вверх, то граничные условия принимают вид

$$T(z_1) = T_1, \quad q_1 = \lambda dT / dz|_{z=z_2}. \quad (10)$$

В этом случае решение можно записать следующим образом [Огильви, 1959; Лялько, Митник, 1978]:

$$T = T_1 + (q / p\lambda) e^{p(z_1 - z_2)} [e^{p(z - z_1)} - 1]. \quad (11)$$

Если относительный водоупор залегает в непосредственной близости к поверхности, то температура на верхней границе будет определяться теплообменом с атмосферой. В этом случае используется граничное условие III рода

$$c\rho v T - \lambda dT / dz = k(T_* - T).$$

Если на нижней границе используем граничное условие I рода $T(z_1) = T_1$, то решение можно записать так [Лялько, Митник, 1978]:

$$T = \frac{[T_1(p\lambda / k + 1) - T_*]e^{pz} + T_*e^{pz_1} - T_1}{(p\lambda / k + 1)e^{pz_1} - 1}, \quad (12)$$

где T_* — температура воздуха; $k = \frac{1}{1/\alpha + m/\lambda_1}$ — коэффициент теплопередачи перекрывающих пластов (над верхней границей); α — коэффициент теплоотдачи от поверхности к атмосфере; m, λ_1 — мощность и теплопроводность перекрывающего слоя. Выражение (12) справедливо для восходящей фильтрации. При нисходящей необходимо учесть, что на верхнюю границу приходит вода с температурой T_* и верхнее граничное условие необходимо записать в другом виде:

$$c\rho v T - \lambda dT / dz = \alpha(T_* - T) + c\rho v T_*. \quad (13)$$

Тогда решение примет вид

$$T = \frac{(T_1 - T_*)\left(\frac{p\lambda}{\alpha} + 1\right)e^{pz} + T_*(p\lambda / \alpha + 1)e^{pz_1} - T_1}{(p\lambda / \alpha + 1)e^{pz_1} - 1}. \quad (14)$$

Полученные решения позволяют определить значение кондуктивного теплового потока с помощью выражения

$$q_T = -\lambda dT / dz. \quad (15)$$

Из выражения (9), т.е. для границ I рода, получаем

$$q_T = c\rho v (T_2 - T_1) \frac{e^{p(z - z_1)}}{1 - e^{p(z_2 - z_1)}}. \quad (16)$$

Из выражения (11), т.е. для одной границы I рода, а другой — II рода, получаем

$$q_T = -q_1 e^{p(z - z_2)}. \quad (17)$$

В случае верхней границы III рода (в приповерхностных пластах) при восходящей фильтрации из (12) получаем

$$q_T = \frac{c\rho v [T_1(p\lambda / k + 1) - T_*]e^{pz}}{(p\lambda / k + 1)e^{pz_1} - 1}, \quad (18)$$

при нисходящей фильтрации

$$q_T = \frac{c\rho v (T_1 - T_*)(p\lambda / \alpha + 1)e^{pz}}{(p\lambda / \alpha + 1)e^{pz_1} - 1}. \quad (19)$$

Выражения (16)—(19) позволяют оценить изменение кондуктивной составляющей теплового потока.

Иногда приходится определять значение теплового потока, искаженного вертикальной фильтрацией вне интервала между граничными условиями. Это надо делать очень осторожно, контролируя полученные значения физическим правдоподобием.

Проведенные расчеты показали, что кондуктивный тепловой поток увеличивается в направлении фильтрации. Однако нельзя на основании этого утверждать, что в районах со стабильной нисходящей фильтрацией в исследованном интервале глубин с увеличением глубины увеличивается кондуктивный тепловой поток, во много раз превышая разумные значения. Это говорит о том, что принятая схема не соответствует реальным природным условиям и, видимо, кроме зон нисходящего движения, в разрезе глубже имеются зоны восходящего движения. Необходимо учесть, что встречное вертикальное движение на различных участках разреза частично компенсирует друг друга, это, очевидно, имеет место в случаях измерений в скважинах Прихубсугуля и Южно-Монгольского пояса.

Однако нельзя безоговорочно распространять гидродинамические условия изученного интервала глубин на неизученные интервалы. Использовать полученные зависимости (16)—(19) можно для участков, непосредственно прилегающих к ним.

В одном пласте при вертикальной фильтрации график изменения температуры с глубиной представляет собой кривую вида (9), (11) или (12). Градиент температуры обычно экспериментально определяется с помощью выражения

$$\text{grad}_x T = \frac{T(z_2) - T(z_1)}{z_2 - z_1}. \quad (20)$$

В то же время строго определенный градиент представляет собой выражение dT/dz , где функция $T(z)$ задается с помощью (9), (11) или (12). Поэтому определение градиента и теплового потока с помощью (20) содержит погрешность, значение которой зависит от величины скорости фильтрации и расстояния между точками замера температуры. Поправку, учитывающую влияние вертикального движения подземных вод на геотермический градиент, можно ввести с помощью выражения [Лялько, Митник, 1978]

$$\text{grad} T = \text{grad}_x T \frac{c\rho v}{2\lambda \text{sh}[\frac{c\rho v}{2\lambda}(z_2 - z_1)]}, \quad (21)$$

при этом необходимо учесть, что градиент температуры, найденный по (21), приурочен к середине интервала $z_2 - z_1$.

Для удобства определения значения погрешности построена номограмма зависимости относительной погрешности

$$\delta = \frac{\text{grad}_x T - \text{grad} T}{\text{grad} T}$$

от параметра $x = c\rho v(z_2 - z_1)/2\lambda$ (рис. 11) [Лялько, Митник, 1978].

Задача может быть поставлена по-другому: в какой точке интервала между измеренными температурами $T(z_1)$ и $T(z_2)$ истинный градиент температуры совпадает с экспериментально определенным.

Для этого, используя выражение (11), приравняем $(T(z_2) - T(z_1))/(z_2 - z_1)$ и dT/dz и найдем из этого условия значение

$$z = z_1 + \frac{\lambda}{c\rho v} \ln \frac{e^{\frac{c\rho v}{\lambda}(z_2 - z_1)} - 1}{\frac{c\rho v}{\lambda}(z_2 - z_1)}. \quad (22)$$

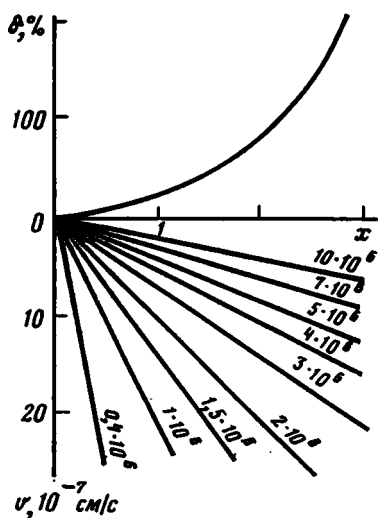


Рис. 11. Номограмма для расчета погрешности определения кондуктивного теплового потока [Лялько, Митник, 1978]

Цифры на графиках — значения $b(b = cp(z_2 - z_1)/\lambda \dots)$

Результаты расчетов, проведенных с помощью этого выражения, показали, что при параметре $cpv/\lambda < 10^{-4} \text{ см}^{-1}$ кондуктивный тепловой поток совпадает с измеренным в середине интервала при параметре $cpv/\lambda = 5 \cdot 10^{-4} \text{ см}^{-1}$, что при $\lambda = 1,67 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ соответствует $v = 2 \cdot 10^{-6} \text{ см/с}$, глубина определения кондуктивного теплового потока смещается относительно середины интервала на 10—35%, а при $cpv/\lambda = 10 \cdot 10^{-6} \text{ см}^{-1}$ это смещение достигает 54%.

Суммарный тепловой поток при действии кондукции и конвекции описывается выражением [Огильви, 1959]

$$q_{\Sigma} = cpvT - \lambda dT / dz. \quad (23)$$

Используя выражение (9) и (11), получим

$$q_{\Sigma} = \rho cv T_1 - \rho cv \frac{T_2 - T_1}{e^{\frac{\rho cv}{\lambda}(z_2 - z_1)} - 1}, \quad (24)$$

$$q_{\Sigma} = \rho cv T_1 - q_1 e^{\frac{\rho cv}{\lambda}(z_1 - z_2)} \quad (25)$$

соответственно. Как видно, в эти выражения z не входит, т.е. суммарный тепловой поток не зависит от глубины измерения, что объясняется законом сохранения энергии.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ
ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ПОЛЯ

ПРИХУБСУГУЛЬЕ

Геотермические исследования в Прихубсугулье включали измерения теплового потока в скважинах на участках Буринхан и Ардаг, на акватории оз. Хубсугул, а также гелиево-изотопное опробование шести аршанов: Улхэн, Булнай, Обони, Дэлгэр-Булак, Билютын и Чжилгэ (рис. 12).

Территория Прихубсугулья относится к верхнерифейско-кембрийскому Восточно-Саянскому массиву. Крупнейшими структурными элементами массива являются геосинклинальные прогибы: Бусингольский, Дархатский и Хубсугульский. Они относятся к Байкальской рифтовой зоне, вписываясь в границы юго-западной части Саяно-Байкальского сводового поднятия [Флоренсов, 1960]. Наиболее погруженной частью Хубсугульского прогиба является впадина оз. Хубсугул, представляющая собой грабен длиной 130 км и шириной 35 км. Максимальная глубина озера 240 м, а абсолютная отметка уреза воды 1645 м над уровнем моря. Хубсугульскую впадину относят к рифтовым структурам, часто проводя аналогию между ней и впадиной оз. Байкал [Зорин и др., 1982; Зоненшайн, Савостин, 1979; Molnar, Tarponier, 1975]. Однако Е.В. Девяткин [Мезозойская..., 1975] считает Хубсугульский рифт более молодым образованием на основании того, что он не скомпенсирован осадками.

Геотермические измерения на дне глубоких озер основываются на предположении о том, что сезонные температурные изменения вблизи границы дно—вода невелики [Hänel, 1970; Голубев, 1982]. В противном случае необходимо знать закон изменения придонных температур во времени. Высокое гипсометрическое положение оз. Хубсугул и большая удаленность от Мирового океана обуславливают его суровые климатические условия. Средняя многолетняя температура воздуха на побережье (пос. Хатгал) составляет -6°C [Богданова и др., 1976]. Озеро расположено в зоне островной мерзлоты, сведения о температуре воды очень немногочисленны и относятся в основном к безледному периоду. Согласно имеющимся данным, максимальная температура в поверхностном слое воды в открытой части озера не превышает 10°C . На глубине 100 м в различные сезоны года она меняется от 3 до 4°C . Выполненные на глубине 200 м два измерения температуры дали результат $3,7^{\circ}\text{C}$ [Батсух и др., 1976]. По данным измерений на глубинах 0, 25, 50, 100 м с учетом отмеченных двух результатов авторы делают вывод, что на глубине 200 м температура воды практически постоянная в течение года ($3,7\text{—}3,8^{\circ}\text{C}$). Ниже указанного горизонта температуры в то время не исследовались.

Нами проведены измерения в девяти пунктах; их положение указано на рис. 13 и в табл. 4. В пяти пунктах получены вертикальные температуры разрезы воды, представленные на рис. 14. Приведенные в табл. 4 геотермические данные по остальным четырем станциям (5, 6, 7, 8) характеризуют температуру воды в одном или нескольких метрах выше дна.

Пункты, показанные на рис. 13, отстоят друг от друга не более чем на 15 км и характеризуют температурный режим наиболее глубоководной части озера. Из полученных результатов следует, что в июле 1980 и 1982 гг. было характерно уменьшение температур в водной толще, начиная с поверхности и почти до самого дна. В нескольких метрах от дна придонные воды в вертикальном направлении становятся близки к изотермическим. В зимний период толщина придонного изотермического слоя возрастает (по станциям 3, 4). Из этих данных можно сделать вывод, что независимо от времени года наиболее низкие температуры

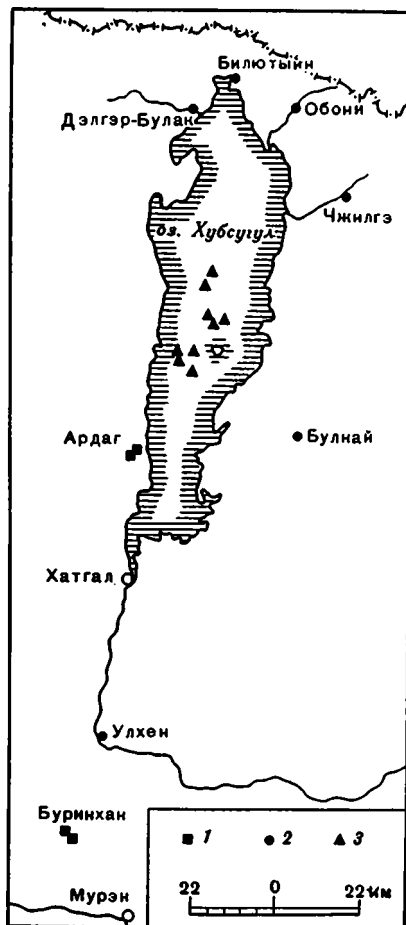
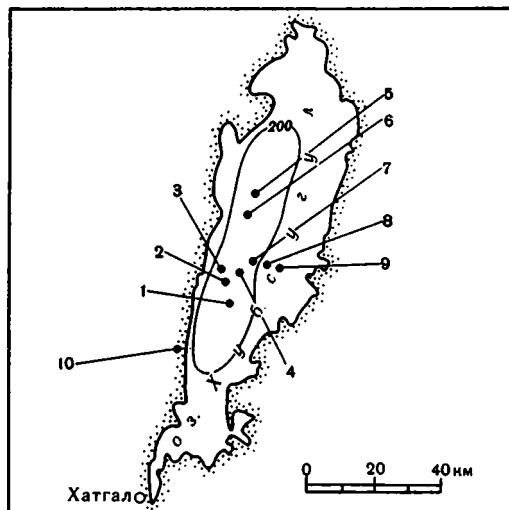


Рис. 12. Схема геотермической изученности Прихубсугулья

1 — измерения теплового потока в скважинах; 2 — места отбора проб для определения изотопного отношения гелия; 3 — станции измерений теплового потока на оз. Хубсугул

Рис. 13. Схема расположения пунктов исследований на оз. Хубсугул

Цифрами обозначены номера станций



наблюдаются в наиболее глубоких местах озера. Это же характерно и для других озер [Hänel, 1970], в частности для Байкала [Голубев, 1982]. Такая особенность термического режима многих озер связана, по-видимому, с изменениями плотности пресных вод в зависимости от давления и температуры. Как известно, при атмосферном давлении и температуре 4°C плотность пресной воды максимальна. С увеличением глубины (давления) температура максимальной плотности воды понижается со скоростью $2,1 \text{ K/км}$ [Eklund, 1963]. Эта теоретически рассчитанная зависимость представлена на рис. 14. Как видно из рисунка, распределение температур в Хубсугуле по вертикали таково, что природные воды в течение всего года имеют максимальную плотность из возможных на данной глубине. Это увеличивает их вертикальную устойчивость и тем самым ухудшает условия проникновения ко дну сезонных температурных вариаций.

Температура воздуха на побережье Хубсугула максимальна в июле, минимальна — в январе, годовые вариации достигают 40°C и проникают на большие глубины с некоторым опозданием. Поскольку соответствующих количественных наблюдений здесь не проводилось, рассмотрим эти запаздывания на примере оз. Байкал, близкого к Хубсугулу по гидрометеорологическому режиму.

Согласно многолетним данным, температурный максимум в поверхностных слоях воды на Байкале наблюдается в июле, а на глубину 250—300 м приходит лишь в декабре-январе, т.е. почти через полгода. Температурный минимум на указанных глубинах наблюдается в июле-августе, т.е. тоже смещается на полгода

Таблица 4

Результаты геотермических исследований на оз. Хубсугул

№ станции	Координаты		Глубина озера, м	Темпе- ратура воды у дна, °С	Заглуб- ление нижнего датчика, м	Геотер- мический градиент, мК/м	Теплоп- ровод- ность, Вт/(м·К)	Тепло- вой поток, мВт/м²
	с.ш.	в.д.						
Июль 1980 г.								
1	50°57'	100°24'	230	3,52	1,4	75*	1,2**	83
2	50 59	100 23	220	3,53	1,8	50*	1,1**	60
Февраль 1982 г.								
3	51 00	100 20	180	3,62	0,8	74	1,0	74
4	51 00	100 23	215	3,63	1,8	83	1,0	83
5	51 10	100 27	215	3,67	1,8	120	1,0	120
6	51 07	100 27	209	3,68	1,6	113	1,0	113
Июль 1982 г.								
7	51 00	100 28	218	3,54	1,3	130	1,0	130
8	51 00	100 31	205	3,56	1,2	500	1,0	500
9	51 01	100 33	155	3,56	1,0	0	1,0	0

* Рассчитано по разности температур между двумя нижними датчиками.

** Рассчитано как среднее значение коэффициентов теплопроводности, измеренных двумя нижними датчиками в естественном залегании осадков.

[Шимараев, 1977]. Такой же сдвиг во времени температурных изменений с глубиной выявлен и на высокогорном оз. Иссык-Куль [Шабунин, 1982].

По нашим данным, зимние температуры придонных вод Хубсугула выше их летних величин на 0,08—0,1°С. С учетом этого и рассмотренных параметров можно полагать, что приход температурных максимума и минимума к границе дно—вода в глубоководной части озера происходит в январе и июле месяце соответственно, а температуры у дна в первом приближении изменяются по закону

$$T = T_{cp} + A \sin(2\pi t / p), \quad (26)$$

где p — период колебаний, равный одному году; A — амплитуда колебаний (0,05°С); t — время; T_{cp} — среднегодовая температура придонных вод Хубсугула, которую для района станций 1—4, 7—9 можно считать равной 3,58°С (рис. 15). Эти синусоидальные температурные волны будут распространяться в донные отложения и изменять величину наблюдаемых геотермических градиентов.

В случае колебаний температур на поверхности дна по закону (26) температуры в осадках на глубине z в момент времени t с учетом невозмущенного геотермического градиента g могут быть оценены по формуле [Карслоу, Егер, 1964]

$$T(z, \tau) = T_{cp} + gz + A \exp(-\sqrt{\pi / apz}) \sin\left(\frac{2\pi \tau}{p} - z\sqrt{\frac{\pi}{ap}}\right) = T_{cp} + gz + \Delta T(z, \tau), \quad (27)$$

а измеренный температурный градиент в донных илах из выражения

$$g_{из} = g - A\sqrt{\pi / ap} \exp(-\sqrt{\pi / apz}) [\sin\left(\frac{2\pi \tau}{p} - z\sqrt{\pi / ap}\right) + \cos(2\pi \tau / p - z\sqrt{\pi / ap})] =$$

$$= g - \Delta g(z, \tau), \quad (28)$$

где a — температуропроводность илов. На рис. 16 приведены результаты расче-

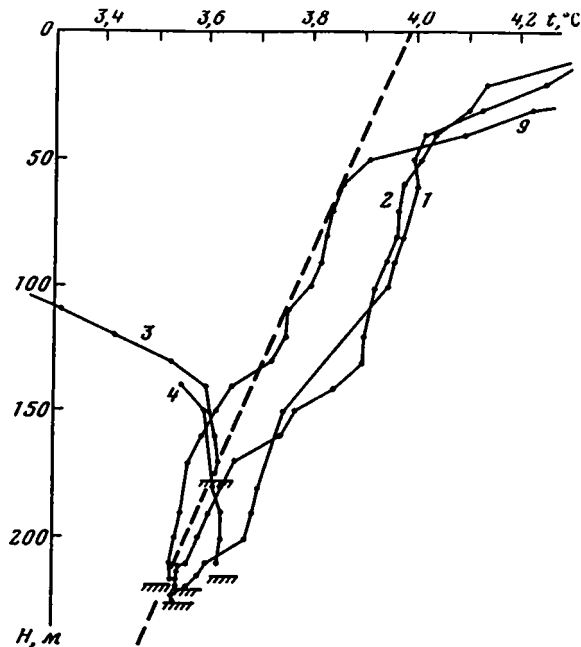


Рис. 14. Вертикальные температурные разрезы воды на оз. Хубсугул. Разрезы 1,2—24—25.07.80; 3,4—18—19.02.82; 9—31.07.82. Прерывистая прямая линия — температура пресной воды, при которой ее плотность максимальна

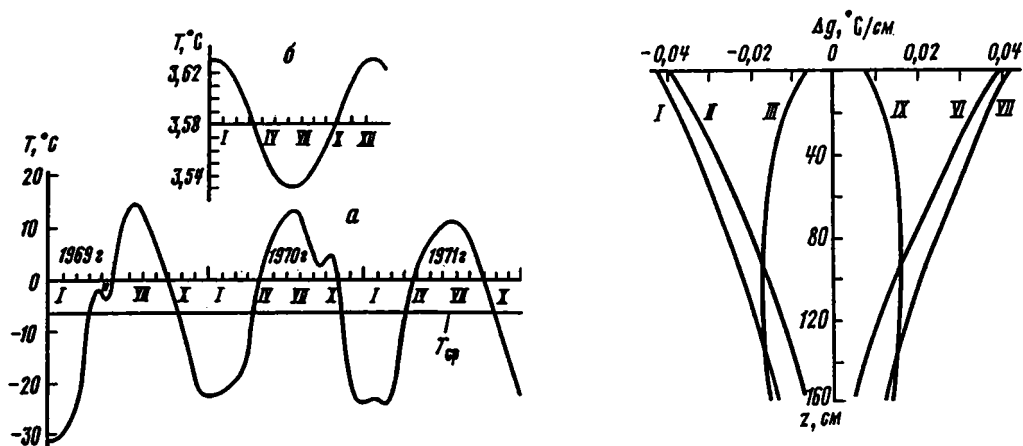


Рис. 15. Изменение средних месячных температур на побережье оз. Хубсугул по данным метеостанции в пос. Хатгал [Богданов и др., 1976] (а) и принятая модель изменения температуры придонных вод в глубоководной зоне (б). Здесь и на рис. 16 римские цифры — месяц года

Рис. 16. Вариации сезонного температурного градиента в донных отложениях оз. Хубсугул, обусловленные колебаниями температуры придонных вод

тов по формуле (28) величины Δg для времени проведения работ кривые (II и VII), а также с целью сравнения и для некоторых других периодов года. Температуропроводность донных грунтов была принята равной $0,3 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$. Из представленных графиков следует, что даже столь небольшие сезонные колебания температур у дна водоемов, которые приняты для Хубсугула ($\pm 0,05^\circ\text{C}$), обуславливают существенные искажения геотермического градиента. Следует подчерк-

нуть, что если принятая схема запаздывания сезонных температурных волн соответствует фактическому термическому режиму у дна озера, то измеренные на Хубсугуле в летний период температурные градиенты должны быть завышенными, а в зимний период — заниженными относительно их неискаженных величин. Сезонные вариации градиента максимальны вблизи поверхности дна, а на глубинах 1 и 1,5 м они не превышают $\pm 0,03$ и $\pm 0,016^\circ\text{C}/\text{м}$ соответственно. Для других периодов года климатические влияния будут меньше по абсолютной величине и будут меньше меняться по глубине (III; IX на рис. 16).

Величина теплопроводности донных осадков была измерена в естественном залегании на двух станциях летом 1982 г. В остальных случаях величина коэффициента теплопроводности принималась или с учетом этих измерений, или по косвенным определениям теплопроводности по влажности. Теплопроводность ($\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$) рассчитывалась по формуле

$$\lambda^{-1} = 0,268 + 0,0169W, \quad (29)$$

где W — весовая влажность, %. Грунтовые колонки были отобраны вблизи станций 1—4. В интервале глубин от 0 до 30—50 см залегают мягкие серо-зеленые алевролитоглинистые илы с влажностью 80—50%. Величина теплопроводности этих илов, согласно (29), составляет 0,7 $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$. Ниже этого слоя в интервале изученных глубин 50—96 см находились плотные серо-голубые глины, имеющие весовую влажность 30—35% и теплопроводность 1,2—1,0 $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$.

На станции 1 в донный грунт были заглублены два датчика термозонда на 1,4 и 0,6 м. Третий датчик находился в 0,2 м выше дна. Теплопроводности, измеренные нижним и верхним датчиками, здесь оказались равными 1,4 и 1,2 $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ соответственно. На станции 2 в осадки было погружено три датчика на глубины 1,8; 1 и 0,2 м. Измеренные коэффициенты теплопроводности равны 1,4; 1 и 0,8 $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ соответственно. Теплопроводность осадков для всех других станций (3—9) не измерялась, а была принята равной 1 $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$. Несомненно, что это вносит значительную ошибку в конечный результат — величину теплового потока. Поэтому оценки теплового потока на станциях 5 и 6, где определение теплопроводности не проводилось, относятся к более низкому классу точности (см. Введение) по сравнению с остальными точками.

В теплофизическом отношении выявляется двуслойность донных осадков оз. Хубсугул. Теплопроводность верхнего слоя грунтов толщиной около 0,5 м в 1,5 раза меньше теплопроводности расположенных под ними более плотных осадков. Подобная двуслойность осадков обнаружена и на большинстве станций на Байкале. Для этого озера резкая смена типа донных отложений по глубине объясняется различными условиями осадконакопления: нижние, более плотные осадки накапливались в условиях мелководного Байкала [Голдырев, 1982]. Скорость седиментации в Байкале и в Хубсугуле существенно различается. Для открытых районов Байкала она составляет в среднем 4 см/1000 лет. Основную долю осадков, отлагающихся на дне озер, выносят реки. Площадь водосбора для Байкала почти в 20 раз превышает площадь акватории озера, для Хубсугула эти площади различаются лишь в 2 раза. В соответствии с этим и скорость седиментации на Хубсугуле при прочих равных условиях, видимо, на порядок ниже, чем на Байкале. Поэтому можно считать, что поправка к тепловому потоку за счет отложений осадков на Хубсугуле не должна превышать единиц процентов.

Полученные как произведение градиента температуры на коэффициент теплопроводности величины тепловых потоков приведены в табл. 4. Из этой таблицы следует, что в пределах группы станций 1—4, расположенных в относительной близости друг к другу, тепловой поток меняется мало и в среднем составляет 75 мВт/м². На станциях 5 и 6, расположенных в 30 км севернее, тепловой поток примерно в 1,5 раза выше. Очень резкие колебания значений потока

зафиксированы на станциях 7, 8, 9, расположенных на одном профиле в 8, 12 и 14 км от восточного берега. Очень большой температурный градиент на станции 8 и нулевой на станции 9 могут быть обусловлены лишь причинами локального характера. Наиболее вероятная из них — это гидротермальная циркуляция. Исключая из статистики экспериментальные значения по указанным двум станциям, для семи пунктов измерений тепловой поток на Хубсугуле составляет $95 \pm 26 \text{ мВт/м}^2$.

Остается необъясненной причина нелинейности нарастания температуры с глубиной на станциях 1 и 2 (рис. 17). Не исключено, что и в других пунктах дна Хубсугула существует подобное распределение температур по глубине. Если такое изменение градиентов не компенсируется соответствующим увеличением теплопроводности, то указанные в табл. 4 величины глубинных кондуктивных тепловых потоков не следует считать достоверными. Возможная причина обнаруженного нелинейного нарастания температур с глубиной — восходящая фильтрация подземных вод. Субаквальная разгрузка подземных вод на Хубсугуле должна составлять существенную часть в водном балансе озера. На это указывают большие модули подземного стока в окрестностях озера. Особенно они велики на западном и юго-западном берегах, где распространены сильно-закарстованные известняки. Здесь вода из многих ручьев и рек, впадающих в озеро, полностью или частично теряется и переходит в подрусловый сток [Батсук и др., 1976]. Разгрузка подземных вод может происходить не только в прибрежной, но и в глубоководной части озера.

Участки, на которых проведены определения теплового потока в скважинах, расположены вблизи оз. Хубсугул. Участок Ардаг находится в 5 км от западного берега озера. Устья скважин на 150—200 м превышают гипсометрическую отметку уреза воды. На этом участке измерения проводились дважды. Первая оценка [Шасткевич, Заболотник, 1975] дала значение теплового потока 58 мВт/м^2 . Мы проводили повторно наблюдения на этом участке в 1980 г. Результаты измерений представлены на рис. 18. Как видно из рисунка, от устья скважины до глубины 100 м отмечаются отрицательные температуры, а на забое температура равна $1,84^\circ\text{C}$. Средний геотермический градиент по этой скважине составляет 20 мК/м [Хуторской, 1982б]. Бурение осуществлялось в карбонатных породах хубсугульской серии верхнего рифея — нижнего кембрия [Ильин, Зайцев, 1970]. Коэффициенты теплопроводности этих пород равны $3,22 \pm 0,49 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$. Таким образом, значение теплового потока составляет 64 мВт/м^2 .

Большой объем исследований выполнен на фосфоритовом месторождении Буринхан, расположенном в южной части Хубсугульского прогиба [Зайцев, Ильин, 1981]. На западе прогиб ограничен Шихидгольским синклиниоидом и Муренским антиклинорием, на юге по глубинным разломам он граничит с Джидинской и Идэрской структурно-формационными зонами, а на востоке — с Уригольским выступом более глубокого докембрия (протерозой — рифей). В строении прогиба Н.С. Зайцев и А.В. Ильин выделяют пять структурных комплексов: протерозойский, венд-кембрийский, позднепалеозойско-мезозойский, мезозойский и кайнозойский, отложения которых подвергались разной степени складкообразования. Наибольшее практическое значение имеет венд-кембрийский комплекс, к которому приурочены крупные промышленные залежи пластовых фосфоритов. Этот комплекс отчетливо разделяется на две серии: дархатскую — терригенно-эффузивную и хубсугульскую — в основном карбонатную. На Буринханском месторождении встречаются отложения преимущественно хубсугульской серии, часто прорванные интрузиями Тэсского (D_{1-2}) и селенгинского (Р) комплексов. Слои фосфоритов имеют падение на юго-запад под углом $70-80^\circ$, иногда их залегание опрокинутое. В толще известняков и доломитов развит мощный карст, из-за этого при бурении скважин происходила потеря бурового раствора (до 2 м^3 в смену). После окончания бурения в карстовые пустоты фильтровались

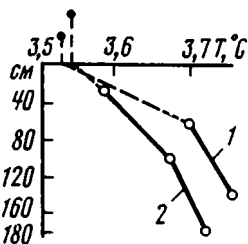
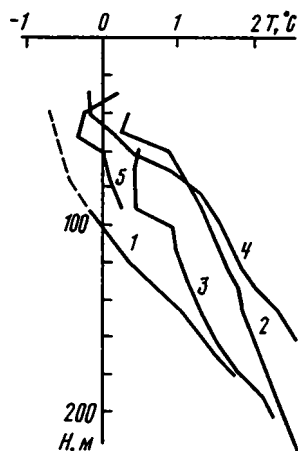


Рис. 17. Изменение температуры с глубиной в донных отложениях оз. Хубсугул на станциях 1 и 2

Рис. 18. Термограммы по скважинам Прихубсугулья

1 — скв. 5 (Ардаг); 2—5 — участок Буринхан; 2 — скв. 1, 3 — скв. 207, 4 — скв. 225, 5 — скв. 219



метеорные воды, которых в районе месторождения Буринхан выпадает более 400 мм/год. Нисходящая фильтрация искажает распределение температур, связанное только с кондуктивным теплопереносом. Это хорошо заметно по термограммам (рис. 18). Если скорость движения воды направлена вниз, как в данном случае, то термограмма имеет выпуклость к оси глубин [Огильви, 1959]. Воспользовавшись вычислительной схемой [Лялько, Митник, 1978], мы определим скорость вертикальной фильтрации v и значение глубинного геотермического градиента g_r :

$$v = a / \Delta z [\ln(T_{i+1} / T_i)] = a / \Delta z [\ln(T_3 - T_2) / (T_2 - T_1)],$$

$$g_r = g_n^{v/[a(z-z_1)]},$$

где $a = \lambda / (\rho c)$ — коэффициент температуропроводности; g_n — наблюдаемый геотермический градиент; Δz — расстояние между измененными T_1, T_2 , и T_3 . При расчетах Δz принято равным 20 м, $\lambda = 2,9$ Вт/(м · К). Результаты расчета представлены в табл. 5.

Значение исправленного геотермического градиента по скв. 207 составляет 21,8 мК/м, тепловой поток — 63 мВт/м². Аналогичным образом введена поправка по скв. 225, где значения градиента температуры и теплового потока равны 27 мК/м и 66 мВт/м². На геотермическом разрезе, построенном по наблюдаемым значениям температуры (рис. 19), отмечается зона сезонного промерзания. Температура в скв. 219 на глубине 50 м — 0,3°C. Это экстремальное значение. Таким образом, в верхних 100—150 м разреза скважин действуют одновременно три фактора, искажающих глубинный тепловой поток: фильтрация подземных вод, теплота фазовых переходов в зоне отрицательных температур и влияние рельефа, которое, кстати, на порядок меньше двух первых.

Геотермические измерения в Хубсугульском прогибе по скважинам и расчет теплового потока по изотопному отношению ³He/⁴He (см. гл. 4) показывают, что эта структура характеризуется повышенным тепловым потоком. Очевидна генетическая связь процессов кайнозойского рифтогенеза Байкала и Хубсугула с геотермическим режимом недр. Физические модели, адекватные наблюдаемому тепловому полю, неоднократно обсуждались [Зорин, 1979; Зорин, Осокина, 1981; Голубев, 1982; Зорин и др., 1982; Зорин, Лепина, 1984]. Это так называемые модели трещинной интрузии, астеносферного диапира и большой дайки. С учетом новых геотермических данных в последующем было показано, что Байкальская аномалия распадается на ряд более мелких, обусловленных гидротермальной разгрузкой, не связанной, по-видимому, с интрузивными телами [Голубев, 1982]. Приве-

южнее Болнайского разлома. Однако в Центральном Хангае известны кайнозойские вулканы Хануй, Тарят, Дзара-Толгой, а также обширные поля базальтоидов. Это дало основание Ю.С. Геншафту и А.Я. Салтыковскому [1979] считать, что поверхность астеносферы под Центральным Хангаем приближена к поверхности Земли (рис. 20), хотя это и не подтверждается данными сейсмологии [Рогожина, Кожевников, 1979]. По результатам определения изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в Центральном Хангае мы также не можем сделать вывод о недавнем привносе мантийного материала с ювенильным ^3He в земную кору [Поляк и др., 1979], а следовательно, и о наличии астеносферного выступа. В спонтанных газах, отобранных в Центральном Хангае, отмечается повышение не $^3\text{He}/^4\text{He}$, а абсолютного содержания He . Это явный признак наличия "коровых" разломов, не дренирующих мантию [Поляк, 1988].

Таким образом, проведенные исследования позволяют говорить о существовании узколинейной геотермической аномалии, пик которой проходит через Байкал, Тункинскую впадину и Хубсугул. Эта аномалия на юге "обрезается" Болнайским швом, который в данном случае можно ассоциировать с трансформным разломом. Комплексные геофизические исследования, которые, к сожалению, в Прихубсугулье пока не проводились, помогли бы установить важные количественные характеристики и понять современную геодинамику южного замыкания Байкальской рифтовой зоны.

ХАНГАЙ-ХЭНТЭЙСКАЯ ЗОНА

Основной объем информации о тепловом потоке Хангай-Хэнтэйской зоны получен из анализов изотопии гелия спонтанных газов. Этот материал будет освещен в специальном разделе. Измерения в скважинах проведены на четырех участках: Эрдэнэтуин-Обо, Шанд, Харчулун и Их-Хайрхан. Первые два расположены в Орхонском прогибе, вблизи медно-молибденового месторождения Эрдэнэт.

Эрдэнэтский рудный узел приурочен к контакту гранодиорит-порфиров и диоритов пермского селенгинского комплекса и локализован в зоне мощного брекчирования. Однако терригенная толща, выполняющая прогиб, относится к нижнему — среднему карбону. Разведочными скважинами вскрывается только толща метасоматически измененных диоритов со слабой или средней рудной минерализацией. На участке Эрдэнэтуин-Обо определение теплового потока выполнено Ю. Г. Шасткевичем и С.И. Заболотником [1975]. По их данным, геотермический градиент составляет в среднем 15 мК/м , а коэффициент теплопроводности $2,5 \text{ Вт/(м·К)}$. Нами более детально изучалась теплопроводность пород этого участка. В результате установлено, что среднее значение коэффициента теплопроводности несколько выше — $2,70 \pm 0,37 \text{ Вт/(м·К)}$. Учитывая это значение, можно принять, что тепловой поток на участке равен 40 мВт/м^2 .

На Шанде измерения температуры проведены нами в двух скважинах на глубине $20\text{—}340 \text{ м}$ (рис. 21). Отмечается выдержанный по глубине геотермический градиент. В скв. 17 до забоя и в скв. 22 до глубины 280 м он составляет 16 мК/м , а ниже, в скв. 22— 20 мК/м . Сопоставление с геологическим разрезом объясняет такой скачок изменением литологии и соответствующим контрастом коэффициентов теплопроводности, средние значения которых составляют: $2,50 \pm 0,19$ (скв. 17) и $2,70 \pm 0,33 \text{ Вт/(м·К)}$ (скв. 22). Таким образом, на участке Шанд получены значения теплового потока 41 (скв. 17) и 43 мВт/м^2 (скв. 22), что хорошо согласуется со значениями теплового потока на Эрдэнэтуин-Обо.

Участки Их-Хайрхан и Харчулун расположены в южной части Хэнтэйского синклинория, вблизи его торцового сочленения с Западно-Хэнтэйским синклинорием и Северо-Гобийской впадиной. На схеме металлогенического районирования [Тектоника..., 1974] этот участок отнесен к позднемезозойскому "замыкающему" вольфрамовому поясу. Генетически оруденение связано с массивом ли-

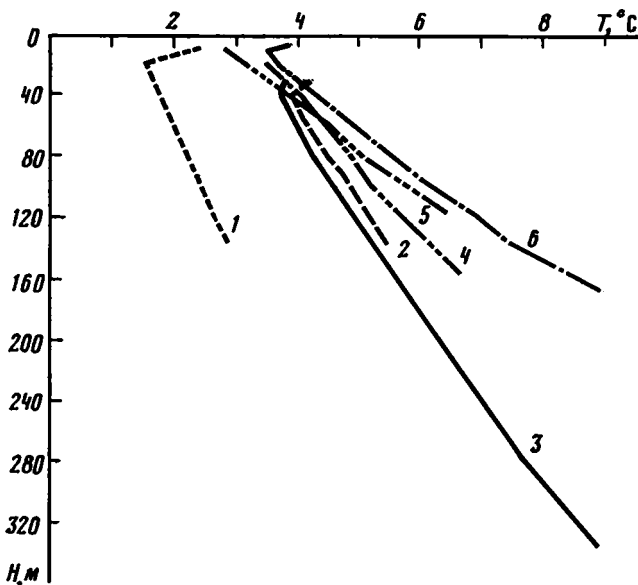


Рис. 21. Результаты измерений температуры в некоторых скважинах Центральной Монголии
Термограммы скважин на участках: 1 — Эрдэнэтуин-Обо (скв. Б-11); 2, 3 — Шанд; скв. 17 (2), скв. 22 (3); 4 — Харчулун (скв. 176); 5, 6 — Их-Хайрхан: скв. 103 (5), скв. 123 (6)

тий-фтористых гранитов средне-верхнеюрского возраста. Скважины, в которых проведены измерения температуры, пробурены в массиве этих гранитов. Значения тепловых потоков, определенные на этих участках [Шасткевич, Заболотник, 1975], составляют 65—67 мВт/м².

КЕРУЛЕНСКАЯ ЗОНА

Наибольшее число определений теплового потока выполнено в Керуленской зоне. На Северо-Керуленском поднятии это участки Бэрх, Дэльгэрхан, Дунд-Булак, Ундур-Цаган-Обо, Дзан-Ширэ и Нарингыйн-Гол; кроме того, здесь же отобраны газовые пробы на аршанах: Зуртийн, Яргач-Булак, Ундур-Цаган-Булак, Урт, Даши-Чингыйн. В Южно-Керуленском блоке проведены измерения на участках Боро-Ундур и Цаган-Элигени и опробован источник на курорте Дундын-Амралт. Выступы Керуленского блока сложены протерозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами, метаморфизованными до амфиболитовой фации (нижний структурный этаж), палеозойскими вулканогенными и метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями среднего структурного этажа, представленными в нижней части роговообманковыми порфировидными гранитами, адамеллитами и гранодиоритами ульдзагольского комплекса нижней перми, выше по разрезу встречаются триасовые гранитные интрузии бороундурского комплекса. На Бэрхе вскрыта средне-верхнеюрская и верхнеюрская-нижнемеловая туфо-алевролитовая толща верхнего структурного этажа. По тектоническим условиям положение участков Дэльгэрхан и Бэрх сходно: оба приурочены к северному борту Олон-Нурской вулканотектонической депрессии позднемезозойского возраста. Рудные тела Дэльгэрхана локализуются в трещинах, сопровождаются многочисленными апофизами и мелкими сателлитами. Генеральное простирание жил — северо-восточное, хотя встречается и субмеридиональное.

Рудные тела Бэрхинского участка залегают в гранитоидах, которые на северо-

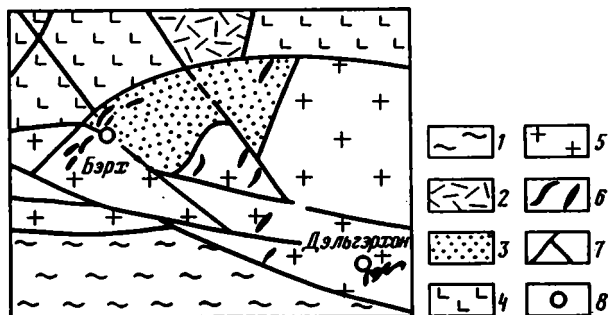


Рис. 22. Геологическая схема Дэльгэрханской зоны разломов (район участков Бэрх и Дэльгэрхан) [Кошелев, 1985]

1 — терригенные отложения дзунбаниской свиты ($K_1 dz$); 2—4 — образования цаганцабской свиты (J_3-K_1 св); 2 — вулканиты кислого состава, 3 — вулканогенно-терригенные отложения, 4 — вулканиты основного-среднего состава; 5 — палеозойские гранитоиды; 6 — кварц-флюоритовые рудные тела; 7 — разломы; 8 — пункты измерений теплового потока

востоке граничат по сбросу с вулканогенно-осадочными породами цаганцабской свиты (рис. 22).

Несмотря на пространственную близость этих участков (расстояние между исследованными скважинами составляет 12 км), их геологический режим существенно различен.

На Дэльгэрхане температура измерена в двух скважинах (рис. 23). В приустьевой части скважин наблюдается незначительное расхождение температур, связанное с различными отметками уровней грунтовых вод и с влиянием экспозиции склонов. Так, в скв. 141 на глубине 40 м отмечена температура $4,92^{\circ}\text{C}$, а в скв. 176 на той же глубине — $5,25^{\circ}\text{C}$. На глубине 100 м — соответственно $5,73$ и $5,97^{\circ}\text{C}$. Значение геотермического градиента в интервале 40—100 м составляет 13 мК/м . В скв. 176 ниже 100 м наблюдаются резкие колебания значений геотермического градиента, связанные, по-видимому, с притоком подземных вод на глубинах около 120 и 140 м; по геологическим данным на этих глубинах расположены зоны дробления пород. В значениях коэффициентов теплопроводности вскрытых комплексов не наблюдается сильного контраста. Так, теплопроводность рогово-обманковых порфировидных гранитов составляет $2,58 \pm 0,24$, а даек диабазы, прорывающих эту толщу, $2,88 \pm 0,19 \text{ Вт/(м·К)}$. В этом случае, как показывает опыт предыдущих расчетов [Хуторской, 1982а, б], искажения глубинного теплового потока за счет структурно-геологических неоднородностей не превышают точности наблюдений. Плотность теплового потока, определенная по обеим скважинам на Дэльгэрхане, — 34 мВт/м^2 .

На Бэрхе (скв. 200) геотермический градиент составляет 25 мК/м и, несмотря на несколько меньшую теплопроводность пород в разрезе ($2,32 \pm 0,44 \text{ Вт/(м·К)}$) по сравнению с таковой в Дэльгэрхане, тепловой поток здесь существенно выше (51 мВт/м^2). Ниже будет показано, что примерно такие же значения теплового потока характерны для некоторых других структур Керуленского блока. Это, вероятно, свидетельствует о тектонической и магматической активизациях, одинаковых по времени и интенсивности в различных частях Керуленского блока, хотя можно обсуждать альтернативное решение — локальную активизацию разломов, по которым осуществляется тепломассоперенос. Для участка Бэрх это объяснение вполне вероятно, так как по геологическим данным именно к разломам приурочено флюоритовое оруденение с абсолютным возрастом 120—135 млн лет по калий-аргоновому методу [Кошелев, 1985]. К разломам северо-восточного и особенно северо-западного простираний приурочены также многочисленные выходы слабоминерализованных вод, разгружающихся в районе Бэрха.

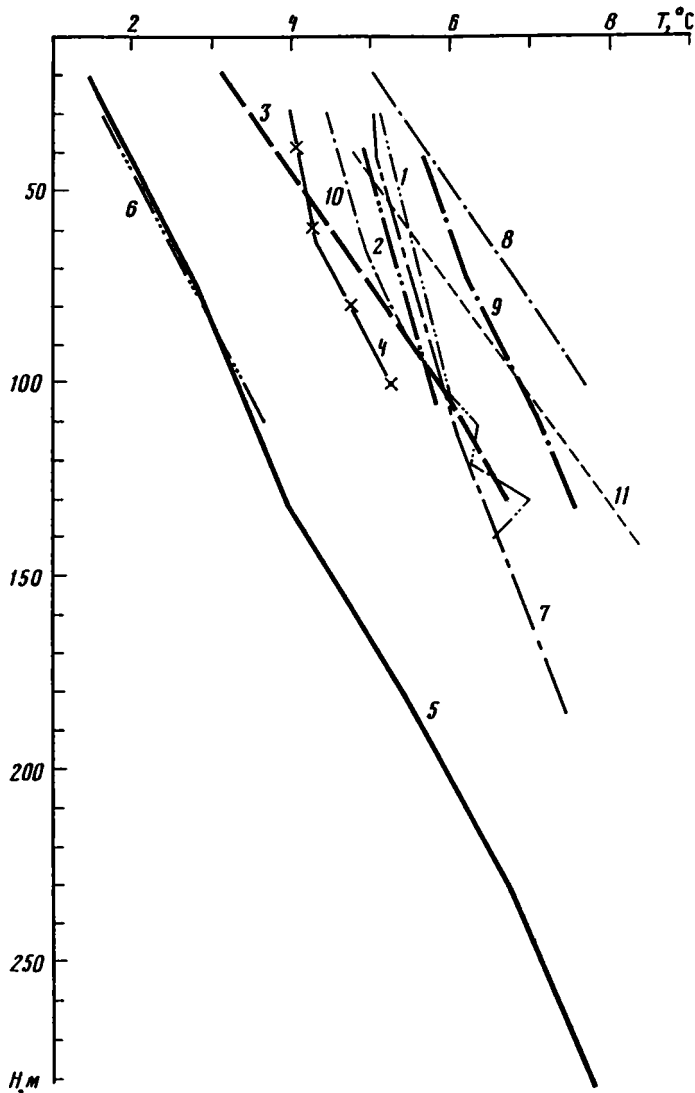


Рис. 23. Результаты измерений температуры в некоторых скважинах Керуленской зоны

Термограммы скважин на участках: 1, 2 — Дэлгэрхан: скв. 176 (1), скв. 141 (2); 3 — Бэрх (скв. 200); 4 — Дунд-Булак (скв. 21); 5 — Ундур-Цаган-Обо (скв. 28); 6 — Нарингуйн-Гол (скв. 10); 7 — Дзан-Ширэ (скв. 20); 8—10 — Боро-Ундур: скв. 218 (8), скв. 717 (9), скв. 37г (10); 11 — Цаган-Элигени (скв. 216)

Участок Дунд-Булак расположен в северной части Северо-Керуленского выступа. Здесь обнаружено рудопроявление флюорита, представленное кварц-флюоритовой жилой, приуроченной к разломам северо-западного ($300-320^\circ$) простирания в туфоалевролитах нижней перми. Выполненные на участке измерения температуры в скважинах показывают, что геотермический градиент составляет 35 (скв. 17) и 26 мК/м (скв. 21). Между окончанием бурения скв. 21 и моментом измерения прошло лишь 9 сут, поэтому была внесена поправка в измеренное значение градиента за счет неустановившегося термического режима (см. гл. 2). Значение исправленного градиента температуры в скв. 21 составляет 30 мК/м. По теплофизическим свойствам породы на этом участке разделяются на две группы: туфоалевролиты с коэффициентом теплопроводности $\lambda = 3,13 \pm$

$\pm 0,33$ Вт/(м·К) и жильный кварц $\lambda = 2,27 \pm 0,18$ Вт/(м·К). Измерения температуры проведены в толще туфоалевролитов, поэтому для расчета плотности теплового потока принято первое значение. Тепловой поток на участке Дунд-Булак составляет 100 мВт/м².

Разведочные площади Нарингыйн-Гол и Джаргалантуин-Гол находятся в юго-восточном Хэнтэ между одноименными реками. В тектоническом плане они приурочены к Джаргалантуинской грабен-синклинали [Зоненшайн, 1972], имеющих в плане коленообразную форму. Простираение структуры меняется с субширотного на западе до субмеридионального на востоке. В строении грабен-синклинали принимают участие верхнепермские, триасовые и нижнеюрские отложения. Они несогласно перекрывают или нижнепермские эффузивы, или нижнепалеозойские гранито-гнейсы. По-видимому, один из выходов нижнепалеозойских гранито-гнейсов находится на участке Нарингыйн-Гол, где они были вскрыты скважинами на глубине 18 м под четвертичными отложениями. Терригенные и эффузивные отложения прорваны гранитами юрского возраста, относимыми к модотинской серии. Эти граниты прослеживаются в скважинах на участке Джаргалантуин-Гол. Структура грабен-синклинали, как и других структур Керуленской зоны, подчинена двум взаимно перпендикулярным направлениям: субширотному и субмеридиональному. Ограничение грабен-синклинали на юге образовано крутопадающими сбросами и сдвигами, а на востоке — надвигами, падающими на восток под углом 35—40°. В результате этого палеозойские граниты надвинуты на мезозойские отложения. Однако суммарная мощность надвинутых пластин и чешуй оказалась незначительной (первые единицы километров). Это замечание весьма важно для последующего анализа геотермического поля и его эволюции во времени.

Геотермические исследования проводились на обоих участках, но из-за плохого технического состояния скважин на Джаргалантуин-Голе измерения температуры удалось провести лишь в интервале 40—65 м (скв. 14), поэтому тепловой поток в данной скважине не определялся.

Остановимся на описании геотермического поля участка Нарингыйн-Гол. В скв. 10 температура измерена в интервале 20—90 м (см. рис. 23). На глубине 20 м она составляет 1,40°C, а на глубине 90 м — 3,06°C. Среднее значение геотермического градиента 24 мК/м. В интервале глубин 30—80 м термограмма представляет собой абсолютно прямую линию. Это доказывает отсутствие вертикальной фильтрации и теплофизических неоднородностей. Коэффициенты теплопроводности нижнепалеозойских гранито-гнейсов, пройденных скважиной, измерены методом подвижного источника (см. табл. 1). Несмотря на малую выборку, можно считать ее представительной для всего однородного разреза. Среднее значение коэффициента теплопроводности (2,54 Вт/м·К) было использовано для расчета теплового потока, который составляет 61 мВт/м².

В геологическом строении района Ундур-Цаган-Обо участвуют нижнедевонские слабометаморфизованные осадочные породы керуленской серии. Они представляют собой морские терригенные отложения флишондного характера. Скважины вскрывают только самую нижнюю свиту этой серии — царггингольскую, сложенную чередующимися аркозовыми песчаниками с прослоями темно-серых и черных глинистых и кремнистых сланцев. Породы царггингольской свиты чередуются с пачками диабазов и габбро-диабазов. Региональный метаморфизм, охватывающий эту толщу, достигает степени зеленосланцевой серии. В тектоническом отношении, по данным Л.П. Зоненшайна, С.М. Калимулина и И.Н. Филипповой [Тектоника..., 1974], участок расположен в пределах Прикеруленского регенерированного прогиба, представляющего собой синклиналии, разбитый и ограниченный по краям продольными разломами первого порядка. Кроме крупных разломов, существует более дробная сеть разломов субмеридионального и северо-восточного простираений. Один из таких разломов делит участок Ундур-

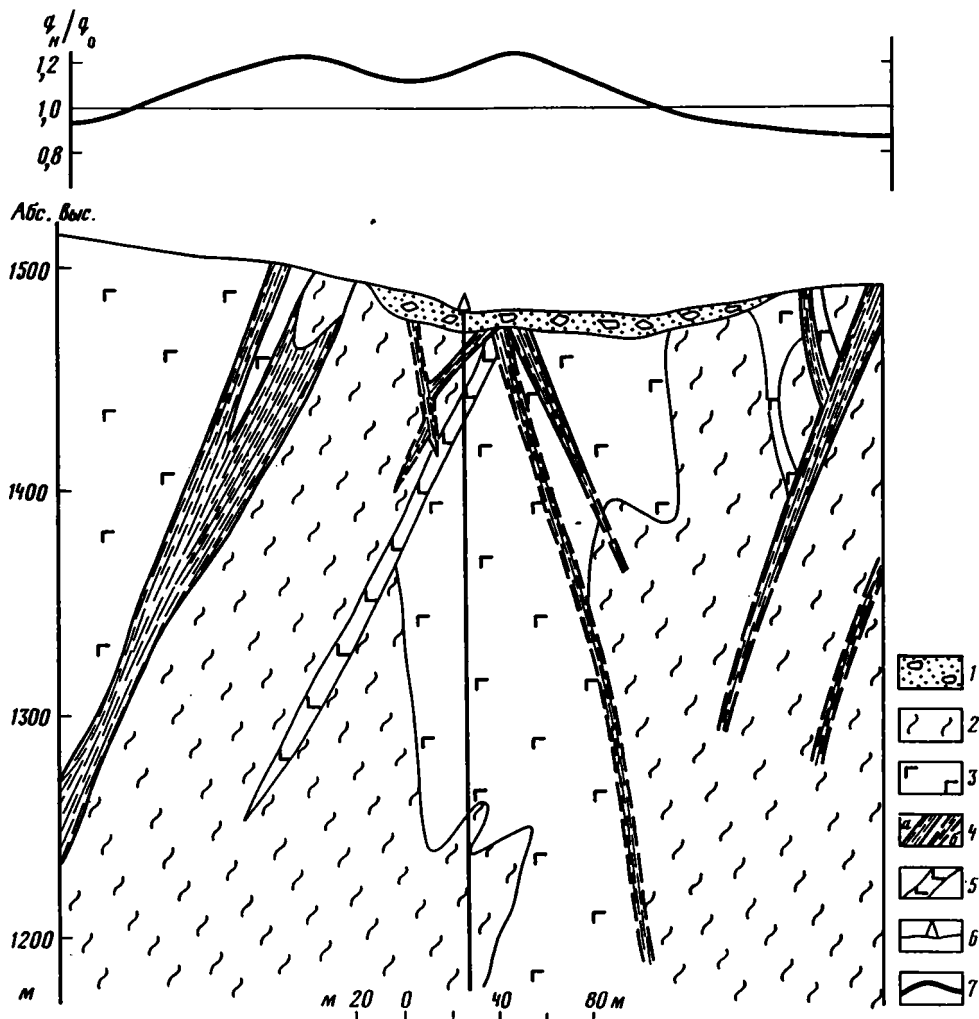


Рис. 24. Геологический разрез и геотермическое моделирование на участке Ундур-Цаган-Обо

1 — четвертичные отложения; 2 — сланцы царьгингольской свиты; 3 — тела и дайки габбро-диабазов; 4 — зоны дробления: а — установленные, б — предполагаемые; 5 — дайка андезитобазальтов; 6 — скв. 28, в которой проводились геотермические измерения; 7 — график искажений глубинного теплового потока (q_n/q_0).

Цаган-Обо на два блока (рис. 24). Он хорошо выражен в рельефе и в геофизических полях. К нему же приурочены углекислый источник, смещение контура штокверка, зона интенсивного дробления. Вблизи этого разлома, в 50 м на юг от выхода источника, была пробурена структурно-параметрическая скв. 28, в которой проведены геотермические исследования. На термограмме (см. рис. 23) хорошо заметны две зоны резкой дифференциации геотермического градиента. Одна — на глубине 130—150 м, а вторая — на глубине 230—250 м. Как показывает сравнение термограммы с геологическим разрезом, первая зона приурочена к разлому в толще габбро-диабазов, а вторая — к контакту габбро-диабазов со сланцами царьгингольской свиты. Среднее значение геотермического градиента изменяется от 20 в сланцах до 30 мК/м в габбро-диабазов. Следовательно, значение глубинного теплового потока в данном случае необходимо вычислять с учетом

влияния рельефа и структурно-геологических неоднородностей разреза. Величина искажения глубинного теплового потока оценивалась методом аналогового моделирования. На рис. 24 представлен график отношения поверхностного теплового потока к глубинному по профилю, на котором находится скв. 28. Зона максимального наблюдаемого теплового потока, превышающего на 20—30% глубинный, приурочена к понижению рельефа. Минимум поверхностного теплового потока отмечается в районе вершины горы Ундур-Цаган-Обо. Над сланцами фиксируется незначительное понижение наблюдаемого теплового потока (до 10%), наложенное на более заметное влияние рельефа. Значение измеренного теплового потока в скв. 28 составляет 84 мВт/м². Учитывая влияние рельефа и контрастной теплопроводности, это значение следует уменьшить на 12%. Таким образом, глубинный тепловой поток на участке Ундур-Цаган-Обо составит 74 мВт/м².

Участок Дзан-Ширэ приурочен к одноименной горе, представляющей собой отпрепарированную эрозией жерловину раннемелового липаритового вулкана, залегающего среди палеозойских гранитоидов. Склоны гор сплошь покрыты осыпями турмалиновых кварцитов, однако на плоской вершине хорошо видно, что вокруг жерла залегают в основном липариты и туфы, среди которых турмалиновые кварциты встречаются в виде редких тел небольших размеров. По данным венгерских геологов Э. Баллы и И. Тота, изучавших этот район в связи с поиском полиметаллических руд, в его строении участвуют домеловые и нижнемеловые вулканические породы. Домеловые образования представлены гранитоидами и жильными породами среднего и основного состава, сходными по облику с отложениями модоухудукского комплекса нижнего палеозоя (биотит-роговообманковые плагиограниты) и ценхиргольского и ульдзагольского комплексов верхнего палеозоя (биотитовые граниты). Эти породы тектонически интенсивно переработаны, широко развиты гидротермальные изменения. Нижнемеловые образования представлены четырьмя фациями: наземной, субвулканической, жерловой и эксплозивной. Это в основном туфы, туфолавы и брекчии липаритового состава.

Скважины, в которых проведены геотермические измерения, расположены на разных гипсометрических уровнях (рис. 25). При крутых склонах горы Дзан-Ширэ (15—20°) сказывается влияние рельефа. Физически это обусловлено неизотермичностью горизонтальной поверхности Земли. А.Д. Дучков и Л.С. Соколова [1971] показали, что в скважинах до глубины, в 2-2,5 раза превышающей амплитуду локальных форм рельефа, введение поправки необходимо, так как она может превышать 30% от величины фонового теплового потока. Условия измерений на Дзан-Ширэ требуют учета влияния рельефа. Наименьший геотермический градиент (13 мК/м) наблюдается в скв. 7а, расположенной на высоте 1360 м. В скв. 20 на высоте 1265 м отмечен градиент 18 мК/м, а в скв. 11 с абсолютной отметкой устья 1245—21 мК/м. Искажения за счет влияния рельефа мы оценивали двумя методами: численным и аналоговым. Рабочая схема численного расчета поправки для трехмерной модели по методу Джеффриса — Булларда описана в работе [Дучков, Соколова, 1971], в которой приводится формула:

$$g / g_n = [1 / (A - 1)] - (g' / g_n) A / (1 - A),$$

где g , g_n , g' — соответственно неискаженный, наблюдаемый и гипсометрический (4,5 мК/м) градиенты температуры; A — параметр, связывающий превышения рельефа и глубину скважин.

Рассчитанный по этой формуле неискаженный геотермический градиент оказался примерно одинаковым для трех скважин. Так, в скв. 7а, 20 он составляет 20, а в скв. 11—21 мК/м. В результате аналогового моделирования учитывалось одновременно влияние рельефа и контрастной теплопроводности. Для расчета был выбран меридиональный профиль, пересекающий гору Дзан-Ширэ в районе скв. 7а (рис. 26). Задача решалась для двух вариантов граничных условий. В пер-

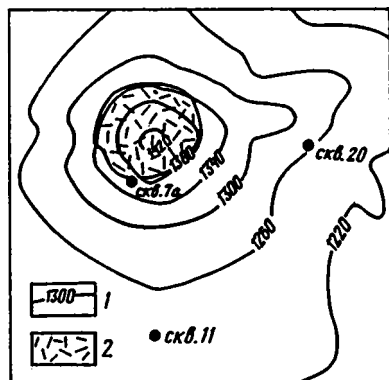
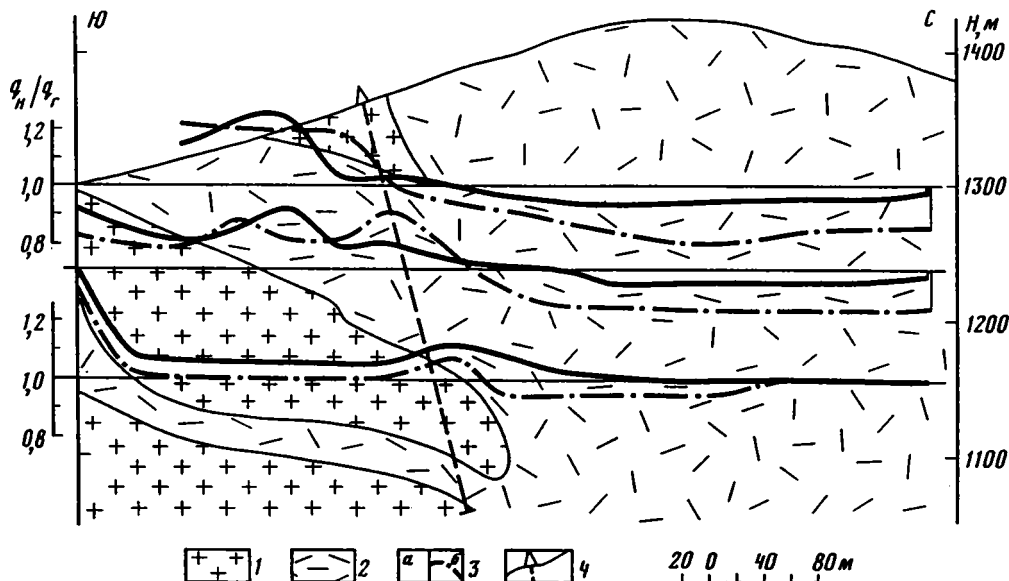


Рис. 25. Расположение исследованных скважин на горе Дзан-Ширз

1 — изогипсы; 2 — липариты жерловой фации

Рис. 26. Геологический разрез и геотермическое моделирование на участке Дзан-Ширз

1 — биотитовые граниты ульдагольского комплекса перми; 2 — липариты нижнего мела; 3 — профили отношения наблюдаемого теплового потока к глубинному (q_n/q_r) для граничных условий I (а) и II (б) рода на нижней границе; 4 — ствол скв. 7а



вом варианте на нижней границе области моделирования поддерживалась постоянная температура, т. е. задавалось граничное условие I рода, а во втором — на той же границе сохранялся постоянным тепловой поток (граничное условие II рода). По теплофизическим свойствам в разрезе различаются два комплекса с контрастными значениями теплопроводности: нижнемеловые липариты обладают высокой теплопроводностью, (в среднем, $4,45 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$), а биотитовые граниты ульдагольского комплекса перми имеют меньшую теплопроводность ($2,59 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$). В результате моделирования в первом и во втором вариантах получено распределение температур в разрезе для ячеек размером $40 \times 20 \text{ м}$. Учитывая теплопроводность каждой ячейки, рассчитаны значения вертикальной составляющей плотности теплового потока q_n . Затем на трех уровнях вычислялось отношение q_n/q_r , где q_r — глубинный тепловой поток, который во втором варианте задавался как нижнее граничное условие, а в первом рассчитывался по разности температур в самом нижнем слое моделируемой области. Этим можно объяснить несовпадение полученных графиков отношения q_n/q_r по профилям, но какому из них отдать предпочтение — варианту с граничными условиями I или II рода — решить трудно. Для этого нужно иметь данные по ряду скважин,

расположенных на профиле, и оценивать постоянство того или иного геотермического параметра. В конкретном случае логично предположить соблюдение граничного условия II рода, так как искажения температуры за счет контрастной теплопроводности и особенно за счет рельефа должны достигать относительной глубины 250—300 м [Дучков, Соколова, 1971], т.е. нижней границы области моделирования. При расчете глубинного теплового потока делается осреднение значений по глубинному срезу. Доказательство правомочности такой операции проведено нами как на абстрактной (см. гл. 2), так и на природных моделях [Хуторской, 1982б]. Значение глубинного теплового потока q_g на участке Дзан-Ширэ составляет 45 мВт/м². Применим безразмерный параметр q_n/q_g для расчета глубинного потока по стволу скв. 7а на отметке 150 м. Произведение измеренного градиента температуры на коэффициент теплопроводности пород, взятых с этой глубины, дает значение плотности теплового потока, равное 58 мВт/м². Величина q_n/q_g составляет 1,2, следовательно, глубинный тепловой поток должен быть в 1,3 раза меньше, т.е. 44,6 мВт/м². Таким образом, на этом примере демонстрируется возможность расчета глубинного теплового потока в скважинах на различных глубинных уровнях. В данном случае по всему стволу скважины тепловой поток постоянный — 45 мВт/м². Только при таком условии можно приписать данному пункту значение теплового потока и использовать его для дальнейшей интерпретации, в том числе и для картирования. Если же тепловой поток закономерно изменяется по глубине и введены поправки на стационарные искажающие факторы (рельеф контрастную теплопроводность, вертикальную фильтрацию подземных вод и т.д.), но это не привело к постоянству теплового потока по глубине, то нужно искать нестационарную причину возмущений геотермического поля, которая могла действовать в данном регионе. В противном случае приходится отказываться от использования таких точек измерений теплового потока. Ниже мы рассмотрим некоторые процессы, влияющие на формирование геотермического поля в реальном масштабе времени, и покажем, что нестационарные эффекты могут захватывать интервал от среднего палеозоя до настоящего времени. В Керуленском блоке Монголии, как известно [Мезозойская..., 1975], затронутом мезозойско-кайнозойской тектономагматической активизацией, геотермическое поле будет реагировать и отражать эти процессы.

Боро-Ундурский рудный район расположен в пределах Восточно-Монгольского вулканического пояса в южной части Керуленского блока. Системой разломов северо-западного и северо-восточного простираний район разбит на ряд выступов и впадин. Выступы сложены в основном протерозойскими и палеозойскими метаморфическими, интрузивными и эффузивными породами, а впадины — вулканогенно-осадочными образованиями мезозоя. Боро-Ундурское месторождение флюорита располагается на сочленении Боро-Ундурского выступа протерозойско-нижнепалеозойского фундамента и Алаг-Цабской вулканотектонической впадины. Выступ состоит из пород трех структурных этажей: верхнепротерозойского, палеозойского и нижнемезозойского. Первый этаж сложен метаморфическими породами северогобийской серии и гранитами среднегобийского комплекса, второй — кислыми вулканитами перми и гранитоидами бороундурского комплекса триаса. Образования прибортовой части Алаг-Цабской впадины представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами цаганцабской свиты, относящейся к верхней юре-нижнему мелу. Эти породы представляют третий структурный этаж. В юго-восточной части района прослеживается фрагмент четвертого, нижнемелового структурного этажа, сложенного терригенными породами дзунбаинской свиты.

Складчатые деформации пород выделенных структурных этажей и ярусов имеют различный план и интенсивность. Наиболее сложно дислоцированы верхнепротерозойские метаморфические образования нижнего структурного этажа. Вулканогенные породы среднего этажа смяты также довольно интенсивно;

преимущественное простирание складок северо-восточное, углы падения крыльев складок до 50° . Породы верхнего структурного этажа залегают моноклинально, имеют падение в сторону осевых частей депрессии. Углы падения $5-15^\circ$.

Рудное поле имеет сложное блоковое строение. Основные разрывные структуры — Западный и Южный субрегиональные разломы [Кошелев, 1985]. Первый разлом ограничивает с востока поле развития верхнепротерозойских и раннепалеозойских пород нижнего структурного этажа внутри Боро-Ундурского тектонического выступа. Время заложения разлома — дораннепермское; в последующем он неоднократно подновлялся. Южный разлом имеет крутое падение в сторону осевой части Алаг-Цабской депрессии. Он является фрагментом крупной разломной Холзан-Галшарыйнской зоны. С севера рудное поле ограничено разломами второго порядка (Северным и Восточным) протяженностью более 20 км.

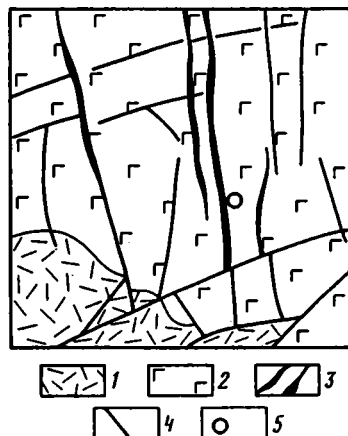
Время заложения Алаг-Цабской вулканотектонической депрессии и большинства разрывных структур ее обрамления — начало поздней юры, а окончательное становление — к раннему мелу. Образование депрессии и ее обрамления происходило на фоне непрекращающихся растягивающих усилий земной коры в процессе позднемезозойской тектономагматической активизации в пределах Восточно-Монгольского вулканического пояса, сопровождавшихся интенсивным грабенообразованием вдоль Холзан-Галшарыйнской зоны глубинных разломов. Интенсивный тектогенез происходил, очевидно, в условиях термической активизации, о чем свидетельствуют геотермические данные.

Измерения температуры проведены в шести скважинах (см. рис. 23). Различия температур в приустевой части скважин можно объяснить, во-первых, разным гипсометрическим уровнем устьев скважин, во-вторых, различными отметками уровня воды в скважинах (скв. 17г — 17 м, скв. 7г — 9 м, скв. 218 — 14 м, скв. 717 — 18 м), в-третьих, влиянием различной экспозиции склонов, поскольку скв. 7г и 717 находятся на юго-восточном склоне пологой возвышенности, скв. 218 — на восточном, а скв. 17г, 34г и 37г — на западном. Величина среднего геотермического градиента по скважинам изменяется от 19 (скв. 17г) до 38 мК/м (скв. 7г). Как отмечается в работах [Дучков, Моисеенко, 1970; Моисеенко и др., 1971], значение постоянного градиента в нижних частях неглубоких скважин может быть использовано для расчета теплового потока. В данном случае это значение составляет 28—30 мК/м (скв. 37г, 218, 717 в интервале 70—130 м). По значениям коэффициентов теплопроводности породы участка Боро-Ундур разделяются на три основные группы: 1) туфогенные источники и щелочные эффузивы $\lambda = 3,23 \pm 0,17$ Вт/(м·К); 2) основные и средние эффузивы цаганцабской свиты $\lambda = 1,88 \pm 0,20$ Вт/(м·К); 3) флюоритовые жилы мощностью 2—3 м $\lambda = 3,30 \pm 0,22$ Вт/(м·К). Контакты между эффузивными толщами разной теплопроводности в основном горизонтальные, мощность флюоритовых жил относительно невелика, поэтому структурно-геологические неоднородности разреза не вносят существенных искажений в величины теплового потока. Если исходить из этого, то значения фонового теплового потока на Боро-Ундуре составляют 80—88 мВт/м².

Участок Цаган-Элигени расположен на восточном фланге той же Алаг-Цабской впадины и по своему строению и составу пород и руд аналогичен Боро-Ундуре. Разрез участка представлен андезитобазальтами, их туфобрекчиями и базальтовыми порфиритами цаганцабской свиты. В южной части находятся липариты, их туфы, туфо- и лавобрекчии, отнесенные к той же свите [Кошелев, 1985]. На северо-востоке известны нерасчлененные эффузивы кислого—среднего состава предположительно пермско-триасового возраста (рис. 27). Эта часть территории представляет собой фрагмент жесткого выступа, ограничивающего с северо-востока позднеюрско-раннемеловую депрессию. На площади Цаган-Элигени проявляются фрагменты дугообразных и радиальных разломов. В некоторых из радиальных разломов залегают рудные тела. Геометрический рисунок разрыв-

Рис. 27. Геологическая схема участка Цаган-Элигени [Кошелев, 1985]

1, 2 — вулканиты цаганцабской свиты (J_3-K_1 сс): 1 — липариты, их туфы, туфобрекчин, 2 — андезитобазальты, базальтовые порфиристы; 3 — рудные зоны; 4 — разломы; 5 — скв. 116, в которой проведены геотермические измерения



ных нарушений позволяет предположить существование в южной части площади месторождения концентрированного вулканического сооружения центрального типа, сложенного вулканитами кислого состава.

Скважина 116, в которой проведен термокаротаж, вскрыла базальты и андезитобазальты цаганцабской свиты. Из рис. 23 видно, что значения геотермического градиента в этой скважине колеблются от 31 до 42 мК/м. Наиболее устойчивая величина градиента, принятая для расчета теплового потока в интервале 80—130 м, составляет 34 мК/м. Коэффициент теплопроводности пород в этом интервале равен $1,80 \pm 0,16$ Вт/(м·К) и, следовательно, плотность теплового потока — 62 мВт/м².

Судя по этим данным, Алаг-Цабская впадина характеризуется повышенными значениями теплового потока. Расчеты глубинных температур показывают, что под Алаг-Цабской впадиной может находиться выступ астеносферы, кровля которого расположена на глубине 50 км. Цепь подобных выступов, по-видимому, прослеживается в северо-восточном направлении через весь Восточно-Монгольский вулканический пояс, которому свойственны повышенные значения теплового потока.

ЮЖНО-МОНГОЛЬСКИЙ ГЕРЦИНСКИЙ ПОЯС

Тепловой поток измерен на пяти участках в восточном секторе Южно-Монгольского герцинского складчатого пояса: Таван-Толгойт, Их-Шанхай, Шутэн, Цаган-Субурга (Сэрвен-Сухайт) и Оюут.

Угольное месторождение Таван-Толгойт расположено к северу от Баян-Обинского грабена в межгорной депрессии, ограниченной с севера хребтом Их-Шанхай, а с юга — поднятием Хачиг-Ула. Угольные пласты находятся в осадочно-метаморфической толще верхнего мела-палеогена, представленной чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и гравелитов. Геотермические измерения выполнены на южном борту пересыхающего оз. Улан-Нур в шести скважинах, но только в трех из них возможно определение фонового геотермического градиента. Основными факторами, нарушающими геотермическое поле в скважинах, на Таван-Толгойте являлись остаточное тепло бурения, фильтрация подземных вод и, по-видимому, экзотермический процесс окисления угольных пластов. Причем два последних фактора генетически тесно связаны между собой. Средние значения геотермического градиента (в мК/м) составляют: скв. 437 — 9,7; скв. 489 — 15; скв. 600 — 12 (рис. 28). По средним величинам коэффициента теплопроводности λ (в Вт/(м·К)) терригенная толща Таван-Толгойта довольно однородна: песчаники — $1,4 \pm 0,33$; алевролиты — $1,68 \pm 0,41$; аргиллиты — $1,50 \pm 0,32$. Для расчета теплового потока с достаточной степенью точности можно принять, что теплопроводность равна $1,62 \pm 0,29$ Вт/(м·К) (см. табл. 1). Таким образом, получим следующие значения теплового потока (в мВт/м²): скв. 487 — 16, скв. 489 — 21, скв. 600 — 19.

Основными тектоническими элементами на участке Их-Шанхай являются Гоби-

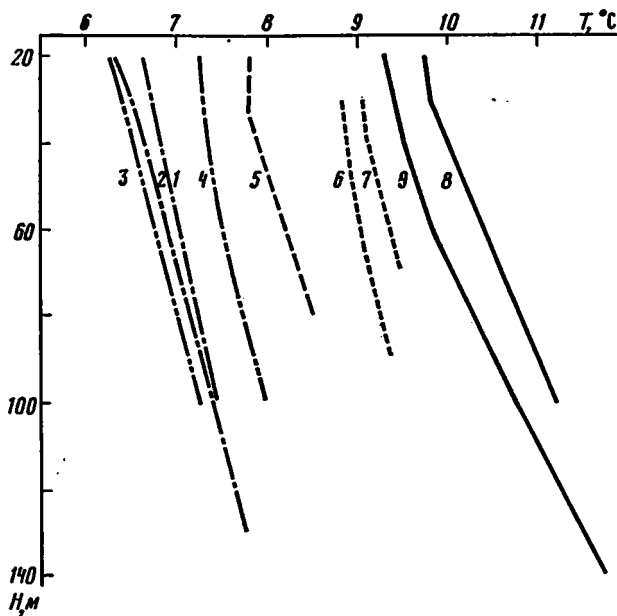


Рис. 28. Результаты измерения температуры в некоторых скважинах Южно-Монгольского герцинского пояса

Термограммы скважин на участках: 1, 2 — Таван-Толгойт: скв. 487 (1), скв. 489 (2); 3, 4 — Их-Шанхай: скв. 2 (3), скв. 4 (4); 5 — Оюут (скв. 102); 6, 7 — Шутэн: скв. 20 (6), скв. 18 (7); 8, 9 — Цаган-Субурга (Сэрвен-Сухайт): скв. 140 (8), скв. 11 (9)

Хинганская (Манлайская) вулканогенная структурно-формационная зона и Южно-Гобийская (Улан-Ульская) терригенно-вулканогенная структурно-формационная зона. Скважины вскрывают только отложения первой из зон. Это вулканические и вулканопирокластические субазральные образования дусинобинской свиты (C_3 — P_1ds), а также многофазные гранитоиды мандахского комплекса (C_3 — P_1). В двух скважинах проведены измерения температуры и определены коэффициенты теплопроводности горных пород. В скв. 2 отмечается постоянный по глубине геотермический градиент — 12 мК/м. На глубине 20 м температура равна 6,27°C, а на глубине 90 м — 7,15°C. В скв. 4 значения градиента температуры возрастают от 5 на глубине 20—30 м до 13 мК/м на глубине 90—100 м (см. рис. 6). Это, очевидно, связано с нисходящей фильтрацией подземных вод в трещиноватой зоне. По геотермическим данным была рассчитана скорость вертикальной фильтрации — $(1,25 \pm 0,23) \cdot 10^{-6}$ см/с и "неискаженный" геотермический градиент — 12,4 мК/м, методика вычисления которых описана выше. Верхняя часть коры на участке Их-Шанхай сложена эффузивными и интрузивными породами среднего состава: андезитами, диорит-порфиритами, гранодиоритами, а также брекчиями, в состав которых входят те же породы. Значения коэффициента теплопроводности этих пород лежат в сравнительно узких пределах (2,43—3,36 Вт/(м·К)) при среднем и стандартном отклонении $2,76 \pm 0,06$ Вт/(м·К). Таким образом, плотность теплового потока составляет 34 мВт/м².

Участок Шутэн расположен в той же Манлайской структурно-формационной зоне Южно-Монгольских герцинид. Интрузивные магматические серии в пределах Шутэнской магматической кольцевой структуры представлены многофазным Шутэнским гранитоидным массивом кольцевого строения, который вместе с вулканогенными образованиями дусинобинской свиты составляет единую комагматическую вулcano-плутоническую ассоциацию. Геологический разрез на участке Шутэн вскрывает осадочные, вулканогенно-осадочные и морские

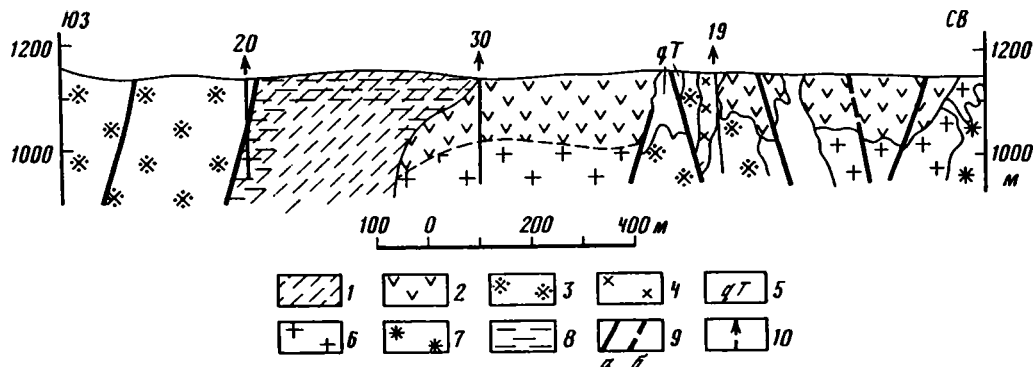


Рис. 29. Геологический разрез через Шутэнский массив

1 — вулканогенно-осадочные отложения дусинобинской свиты (C_3-P_1ds): туфоконгломераты, туфопесчаники, туфиты, андезиты; 2 — вулканогенные образования дусинобинской свиты (андезиты, андезитовые порфириды и их туфы); 3 — малые интрузии сложного состава (диорит-гранодиорит-порфириновые [$\xi\delta\pi-\delta\pi G_3-P_1$]; 4 — среднезернистые диориты (реже гранодиориты) краевой фации Шутэнского массива (δG_3-P_1m); 5 — тела кварц-турмалиновых, турмалиновых эксплозивных брекчий; 6 — среднезернистые роговообманковые диориты, реже монцитониты и плагиограниты поздней фазы Шутэнского массива (δG_3-P_1); 7 — малые интрузии кислого-щелочного ряда от гранит-порфиров ($\gamma\pi$) до сиенит-порфиров ($\xi\pi$); 8 — кварц-турмалиновые и кварц-серicitовые метасоматиты; 9 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — скважины, в которых проведены геотермические исследования

геосинклинальные отложения их-шанхайской свиты нижнего карбона (C_{1is}), вулканические и вулканопирокластические субаэральные образования дусинобинской свиты, а также многофазные гранитоиды мандахского комплекса (рис. 29). Ко времени завершения образования дусинобинской свиты приурочено появление глубоких кольцевых разломов, ограничивающих Шутэнскую структуру. Среди региональных систем тектонических нарушений преобладают субширотные разломы, с которыми пространственно связаны кольцевые и дугообразные разломы более древнего заложения. Разведочные скважины, пробуренные на участке, вскрыли метасоматически измененные диорит-порфиры и плагиограниты. На некоторых интервалах породы сильноотщеповатые. Трещины заполнены кварцем и кварц-карбонатом, по которым развит лимонит и гематит. Температура измерена в трех неглубоких (до 80 м) скважинах (см. рис. 28). Однако выдержанность геотермического градиента по глубине дает основание использовать его значение для расчета теплового потока. В скв. 19 и 30 геотермический градиент составляет в среднем 14 мК/м. В скв. 20 после введения поправки за счет нисходящей фильтрации подземных вод значение градиента температуры равно 15,8 мК/м. Отбор образцов для определения коэффициентов теплопроводности на Шутэне не производился из-за отсутствия керна, но по геологическим данным известно, что породы из скважин, пробуренных на Шутэне, аналогичны диорит-порфирам участка Их-Шанхай. Для расчета теплового потока можно принять среднее значение для диорит-порфиров — 2,83 Вт/(м·К). Тепловой поток (в мВт/м²) на участке Шутэн при этом допущении составляет: скв. 18 и 30 — 39, скв. 20 — 44.

Банатитовый массив Цаган-Субурга представляет собой лакколит, достигающий в поперечнике 15 км. Он сложен однообразными мелко- и среднезернистыми граносиенит-диоритами. На периферии массив переходит в межформационные тела, залегающие среди конгломератов верхнего девона—нижнего карбона. Пиритизация и медно-молибденовое оруденение связаны с метасоматическими изменениями, являющимися результатом постмагматических проявлений. На массиве Цаган-Субурга обнаружены самые высокие из измеренных в МНР температуры на устье скважин. Так, в скв. 140 на глубине 20 м температура составляла 9,77°C (август 1981 г.), в скв. 11 на той же глубине —

9,30°С (июль 1967 г.) [Заболотник, Шасткевич, 1969]. Незначительные расхождения значений приустьевых температур мы связываем с различием абсолютных высот устьев скважин. Значения геотермического градиента (в мК/м) составляют: в скв. 140 в интервале 30—100 м — 20—21, в скв. 11 в интервале 60—180 м — 23—25. По образцам керна, отобранном из скважин на участке Сэрвен-Сухайт (скв. 140 и 127), были определены коэффициенты теплопроводности методами разделенного стержня (установка "Лямбда") и регулярного режима II рода (установка ИТ-λ-400: табл. 1). Судя по этим измерениям, граносиениты обладают относительно невысокой теплопроводностью ($1,79 \pm 0,34$ Вт/(м·К)). Тепловой поток, определенный по скв. 140, равен 36—38 мВт/м². Если ту же величину коэффициента теплопроводности принять для расчета теплового потока по скв. 11, то получатся несколько большие его значения — 41—44 мВт/м². Однако первая оценка является более достоверной, так как все геотермические параметры для ее получения измерены на одной и той же скважине.

Участок Оюут расположен в западной части Сухэ-Баторской подзоны Южно-Монгольских герцинид. О.Д. Суетенко и А.С. Перфильев [Тектоника..., 1974] выделяют здесь два разобобщенных синклиория: Манлайский и Саин-Шандинский. В строении Манлайского синклиория большое значение имеют субширотные разломы, ограничивающие узкие клиновидные блоки шириной в первые километры. Эвгеосинклинальная зона здесь сужается до 60 км. Как считают авторы работы [Тектоника..., 1974], это вторичный процесс, связанный с появлением пологих надвигов, которые установлены на востоке Манлайского синклиория. В геологическом строении района Оюут выделяется пять структурных ярусов с более дробным расчленением внутри них: среднепалеозойский, верхнепалеозойский, среднемезозойский, позднемезозойский и позднемезозойско-кайнозойский. С направлением основных тектонических структур четко ассоциируются направления разрывных нарушений. Так, с позднепалеозойскими структурами связан региональный Сайхан-Дуланский разлом, который разделяет Гоби-Алтай-Сухэ-Баторскую и Гоби-Хинганскую структурно-формационные зоны. В северо-восточной части разлом представляет собой зону рассланцевания шириной 12—15 км средне-, верхнедевонских песчаносланцевых отложений. В районе Оюутского гранитоидного массива широко распространены разломы северо-западного направления, являющиеся в большинстве случаев внутриблоковыми. Однако они имеют, по-видимому, более глубокие корни, так как определяют положение рудоносных участков. Существенную роль в геологическом строении района играют интрузивные образования, хотя их выходы на дневную поверхность не занимают большой площади. Оюутский гранодиоритовый массив вместе с породами, слагающими его экзоконтактовую зону, расположен среди вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород среднего палеозоя. В состав массива входит прежде всего каменноугольный интрузивный комплекс южногобийской интрузивной серии. Разведочные скважины, пробуренные на участке Оюут, вскрывают однородную по составу толщу гранодиоритов I фазы (по А.Е. Шабаловскому). Геотермические исследования удалось провести в скв. 102 (см. рис. 28). Несмотря на незначительный интервал исследований, можно все же определить величину геотермического градиента, которая постоянна по всему стволу скважины и равна 14 мК/м. Значения абсолютных температур здесь несколько ниже, чем на участке Цаган-Субурга (7,8—8,4°С). Это объясняется, во-первых, более северным расположением участка Оюут и, во-вторых, различием гипсометрических отметок (Оюут расположен на 100 м выше, чем Цаган-Субурга). Теплопроводность разреза изучена по образцам гранодиоритов, взятых из скв. 102, методами "разделенного стержня" и регулярного режима II рода. Коэффициенты теплопроводности пород изменяются от 1,12 до 2,67 Вт/(м·К) при среднем значении и стандартном отклонении $2,0 \pm 0,45$ Вт/(м·К). Тепловой поток на участке Оюут равен 28 мВт/м².

В результате изучения геотермического поля в восточной части Южно-Монгольского герцинского пояса выявлены низкие значения теплового потока (от 16 на Таван-Толгойте до 39—44 мВт/м² на Шутэне). Такие значения теплового потока существенно ниже среднего значения для позднепалеозойских структур по мировой выборке, которое составляет 54 ± 10 мВт/м² [Поляк, Смирнов, 1968]. Однако аномально низкие величины тепловых потоков отмечаются и в других линейных геосинклинальных поясах позднего палеозоя: на Урале [Сальников, Огарин, 1977; Сальников, 1984], в Аппалачах [Roy et al., 1968; Sass et al., 1981; Lachenbruch, Sass, 1977], в Салаире и Горловском прогибе [Дучков и др., 1978]. Очевидно, причина, вызывающая понижение наблюдаемого теплового потока, связана с единым для всех перечисленных линейных поясов механизмом тектонической перестройки земной коры. Количественные оценки степени влияния тектонических процессов на тепловой поток будут приведены ниже.

Глава 4

ПРИМЕНЕНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОДЗЕМНЫХ ФЛЮИДОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ГЕОТЕРМИИ

Геотермальная активность реализуется не только в форме идущего из недр кондуктивного теплового потока, но и в виде вулканической и гидротермальной деятельности, отвечающей конвективному механизму теплопереноса. Глобальное изучение гидротермальных процессов показало, что определенные особенности состава подземных флюидов тесно связаны с геотермическими условиями их формирования. Поэтому изучение этих особенностей также дает информацию о тепловом режиме недр, которая может дополнять результаты прямых термометрических наблюдений и служить основанием для прогноза глубинных геотермических условий в недостаточно изученных районах. К таким особенностям относятся: 1) общий состав газов, содержащихся в подземных флюидах и имеющих различный генезис; 2) концентрация в этих флюидах некоторых минеральных компонентов, зависящая от температуры взаимодействия в системе вода-порода; 3) изотопный состав гелия, отражающий участие тепломассопотока из мантии в тепловом режиме недр, а также некоторые другие (изотопный состав углерода в углеводородных газах, соотношение концентраций радиогенных гелия и аргона и др.).

Территория Монголии изобилует источниками термоминеральных вод. Многие из них расположены в неразбуренных районах, где прямых данных о распределении глубинных температур и теплового потока пока не получено. Поэтому в данной главе будут рассмотрены некоторые геохимические характеристики подземных флюидов, связанные с тепловым режимом недр, и вытекающие из них представления о региональной специфике геотермических условий.

В 1982—1983 гг. отрядом ГИН АН СССР было опробовано 28 источников термальных и минеральных вод в Прихубсугулье, Хангай-Хэнтэйской зоне и в Керуленском блоке (рис. 30). На источниках отбирались пробы воды и спонтанно выделяющегося из нее газа. Последний отбирался в стеклянные бутылки объемом 0,25—0,5 л обычным методом вытеснения затворной жидкости, в качестве которой использовалась вода опробуемого источника; остаточный объем затворной жидкости не превышал 5% объема газовой пробы.

Пробы воды предназначались для химического анализа с целью определения концентраций компонентов-геотермометров: SiO_2 , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} .

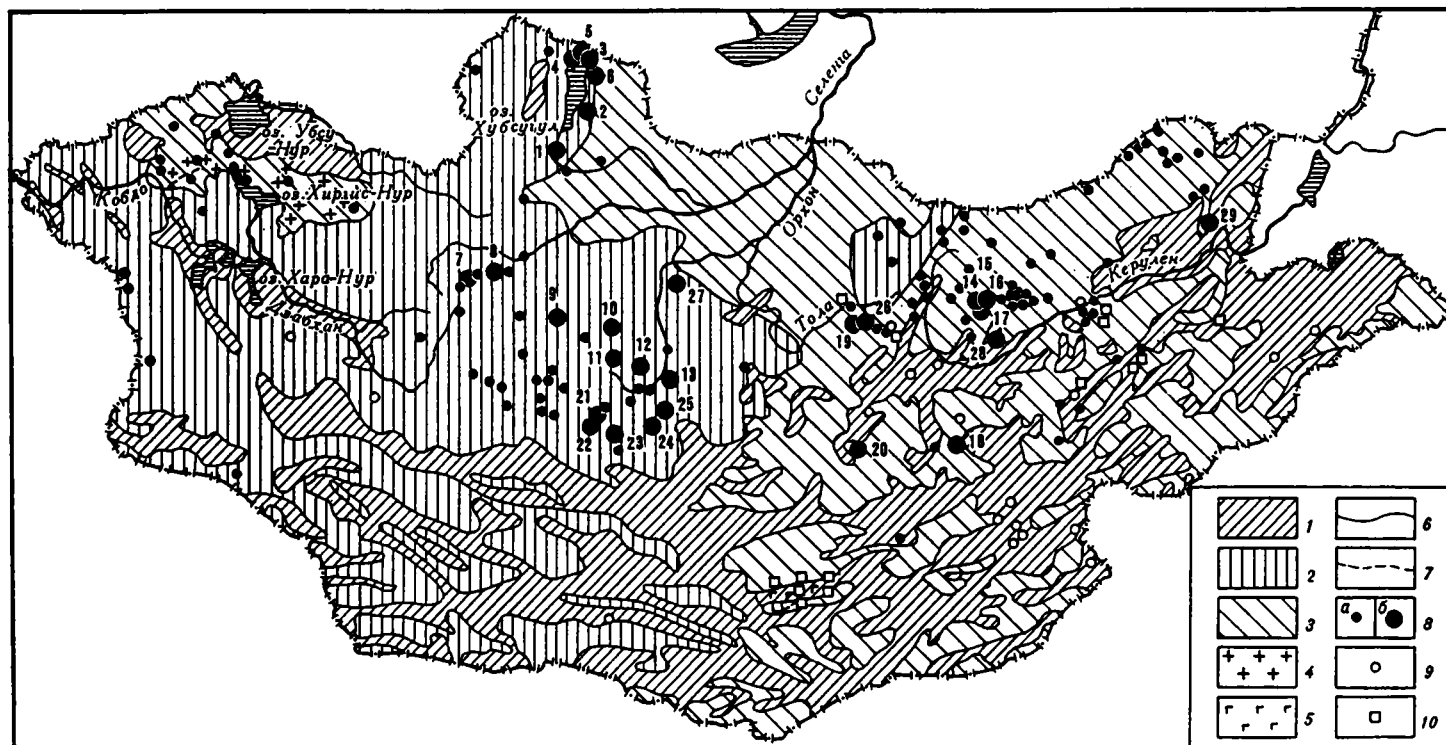


Рис. 30. Схема распространения подземных минеральных вод на территории МНР (по: [Маринов и др., 1977] с добавлениями авторов)

1—3 — провинции минеральных вод: холодных углекислых, преимущественно гидрокарбонатных магниево-кальциевых и кальциевых с минерализацией в основном до 2 г/л (1); термальных азотных, преимущественно сульфатно-гидрокарбонатных, гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-сульфатных натриевых с минерализацией до 1 г/л (2); азотно-метановых минерализованных, преимущественно хлоридных натриевых с минерализацией выше 2 г/л, развитых в межгорных впадинах (3); 4, 5 — области распространения минеральных вод: холодных радоновых (4), фтористых (5); 6 — границы провинций минеральных вод; 7 — границы областей распространения радоновых и фтористых вод; 8 — минеральные

источники (а), в том числе опробованные отрядом ГИН АН СССР (б): 1 — Улхэн-Аршан, 2 — Булная, 3 — Обони-Аршан, 4 — Дэлгэр-Булак, 5 — Билютийн-Булак, 6 — Чжилгэ-Аршан, 7 — Ходжулин-Халун-Аршан, 8 — Зартын-Халун-Аршан, 9 — Чулуту-Аршан, 10 — Шибурту-Аршан, 11 — Халун-Усу-Аршан, 12 — Цаган-Сумэин-Аршан, 13 — Хучжиртэ-Халун-Усу-Аршан, 14 — Дзуртийн-Аршан, 15 — Яргач-Булак, 16 — Ундур-Цаган-Аршан, 17 — Урта-Аршан, 18 — Дундын-Амралт-Аршан, 19 — Оргил-Аршан, 20 — Ара-Шанту-Булак, 21 — Шаргалжут-Аршан, 22 — Нарин-Аршан, 23 — Тацанн-Халун-Усу-Аршан, 24 — Хэрмэтуин-Халун-Усу-Аршан, 25 — Эмту-Халун-Усу-Аршан, 26 — Сэлбэин-Аршан, 27 — Хульджи-Аршан, 28 — Даши-Чингийн-Аршан, 29 — Минжур; 9 — скважины и 10 — колодцы, вскрывшие минеральную воду

В пробах газа определялся их общий состав и отношение концентраций изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$.

Химический анализ вод и газов выполнялся в лабораториях объединения "Геокаптажминвод" Минздрава СССР, концентрации Ag и He и изотопный анализ последнего — под руководством и при участии Э.М. Прасолова в изотопной лаборатории ВНИГРИ Мингео СССР.

ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЧЕСКОГО И ГАЗОВОГО СОСТАВА ТЕРМАЛЬНЫХ И МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД МОНГОЛИИ

В настоящее время на территории Монголии выявлено более 330 водопунктов, содержащих минеральную и термальную воду [Маринов и др., 1977]. Они разгружаются на дневной поверхности в виде многочисленных источников — аршанов, довольно часто вскрываются буровыми скважинами и колодцами. В стране известно большое количество минеральных озер.

Первые сведения о местоположении и качестве подземных вод Монголии встречаются в работах ученых и путешественников конца прошлого века Г.Н. Потанина, Г.Е. Грум-Гржимайло, В.Ф. Новицкого и многих других. Специализированные исследования минеральных источников и озер были начаты В.А. Смирновым. Впоследствии В.Н. Попов выделил следующие главные группы вод: 1) углекислые холодные; 2) азотные термальные; 3) соленые и рассольные азотные и метановые [Попов, Толстухин, 1966]. В дальнейшем изучением термоминеральных вод занимались многие монгольские и советские исследователи: Н.А. Маринов, В.Н. Попов [1963], О. Намнандорж, Ш. Цэрэн, О. Нямдорж [1966], Н.А. Маринов, Н.И. Толстухин, С.Г. Шкапская [1973], Е.В. Пиннекер, Б.И. Писарский и др. [Геохимия..., 1976]. В результате комплексных геологических и гидрогеологических исследований были уточнены контуры зон распространения различных типов минеральных вод и составлена карта подземных минеральных вод Монголии масштаба 1:5000000.

На рис. 30 показаны площади распространения трех гидрохимических провинций (по: [Маринов и др., 1977]): 1) холодных углекислых; 2) термальных азотных; 3) азотно-метановых высокоминерализованных вод различной температуры в артезианских бассейнах. Внутри провинций выделены области распространения холодных радоновых и фтористых минеральных вод.

Провинция холодных углекислых вод. Занимает почти всю восточную часть страны (за исключением межгорных впадин, воды которых относятся к третьей провинции), а также северо-западную в пределах Хархиринского массива, хребтов Тургэн-Ула и Ханхухэй.

Основными типами гидрогеологических структур в пределах первой провинции являются горно-складчатые области, состоящие из гидрогеологических массивов и артезианских бассейнов. Гидрогеологические массивы развиты преимущественно на севере провинции, артезианские бассейны — на юге, южнее долины Керулен. Чаще всего выходы источников отмечаются в зонах разрывных нарушений и на контактах различных по возрасту и по составу пород.

Все источники интенсивно газируют. В их газовом составе преобладает углекислота (93—98 об.%). Содержание свободной углекислоты в водах составляет 0,6—3,91 г/л, наиболее распространенное — 1—3 г/л. Температура большинства аршанов не превышает 4—6°C, что связано, вероятно, с наличием островной многолетней мерзлоты на территории их распространения и небольшой глубиной их формирования. Однако известны и единичные источники с температурой до 15°C, расположенные на юге страны, за пределами границы

* По другим данным, с учетом литературных и фондовых материалов, их насчитывается более 500 [Геохимия..., 1976].

Таблица 6

Состав спонтанных газов из термальных и минеральных вод МНР, об. %

№ источника на рис. 30	Название источника	T, °C	H ₂ S	CO ₂	CH ₄
Углекислые					
14	Дзуртуйн-Аршан	6	Не обн.	98,56	< 0,01
16	Ундур-Цаган-Аршан	1	То же	67,45	0,02
17	Урта-Аршан	4	"	96,97	1,23
19	Оргил-Аршан	2	"	97,33	0,05
20	Ара-Шанту-Булак	10	"	98,45	< 0,01
28	Даши-Чингийн-Аршан	10,5	"	95,11	< 0,01
Азотные (термальные)					
2	Булная	47	Не обн.	0,24	0,34
7	Ходжулин-Халун-Аршан	35	То же	Не обн.	< 0,01
8	Зартын-Халун-Аршан	38	"	То же	< 0,01
9	Чулуту-Аршан	44	"	"	0,14
10	Шинберту-Аршан	60	"	"	0,08
11	Халун-Усу-Аршан	86	"	"	0,14
12	Цаган-Сумэин-Аршан	50	"	"	1,24
21	Шаргалжут	90	"	0,48	0,10
22	Нарин-Аршан	36	"	0,10	0,07
23	Тацаин-Халун-Усу-Аршан	53	"	0,02	0,16
24	Хэрмэтуин-Халун-Усу-Аршан	53	"	0,08	0,14
25	Эмту-Халун-Усу-Аршан	34	"	0,37	0,32
27	Хульджи-Аршан	51	"	0,04	0,63
29	Минжур*	60	"	{ 11,65 3,31	{ < 0,01 < 0,01
Азотные (холодные)					
3	Обони-Аршан	3	Не обн.	3,18	< 0,01
4	Дэлгэр-Булак	4	"	1,03	2,77
6	Чжилгэ-Аршан	6	"	0,66	0,38
18	Дундын-Амралт-Аршан	10	"	{ 3,28 2,60	{ < 0,01 < 0,01
26	Сэлэин-Аршан	2	"	2,07	10,86
15	Яргач-Булак	1	—	3,59	0,0

* Проба отобрана А.А. Рассказовым.

Пр и м е ч а н и е. Состав проб №18, 29 пересчитан с учетом исключения воздуха, захваченного при отборе газа.

распространения многолетней мерзлоты. Дебиты углекислых источников равны 0,01—10 л/с (но чаще до 1 л/с), по величине рН это кислые и слабокислые воды.

Во многих источниках отмечено незначительное или повышенное содержание Rn.

По химическому составу углекислые воды Монголии относятся к гидрокарбонатным (иногда с несколько повышенным содержанием SO_4^{2-} или Cl^-), натриевым, магниевом-кальциевым и кальциевым. Последняя группа имеет наибольшее распространение.

На территории Монголии, в области аридного климата Восточной Гоби, в районе пос. Дзамын-Удэ, в тектонической зоне дробления гранитов, перекрытых третичными песчано-глинистыми породами, буровой скважиной вскрыты спе-

H ₂	CO	N ₂	Ar	He	O ₂
Углекислые					
< 0,001	< 0,001	1,23	< 0,01	< 0,001	0,20
0,001	< 0,001	30,92	1,52	< 0,001	0,08
0,002	< 0,001	1,75	< 0,01	< 0,001	0,04
0,0078	< 0,001	2,56	< 0,01	0,0025	0,04
0,001	—	1,38	0,04	0,0182	0,10
0,0146	< 0,001	4,32	0,04	0,0260	0,48
Азотные (термальные)					
< 0,001	< 0,001	96,34	2,24	0,8059	0,03
< 0,001	< 0,001	97,65	1,94	0,3099	0,09
< 0,001	< 0,001	97,35	2,32	0,2159	0,10
< 0,001	< 0,001	96,38	2,23	1,2377	< 0,01
0,0328	< 0,001	97,22	2,02	0,6431	< 0,01
0,0387	< 0,001	96,91	1,96	0,7567	0,19
< 0,001	< 0,001	96,41	1,44	0,7832	0,12
0,0180		95,50	3,24	0,2162	0,44
< 0,001		97,96	1,54	0,2369	0,09
< 0,01		97,42	1,61	0,7121	0,07
		97,47	1,65	0,5927	0,06
		96,99	1,48	0,7470	0,08
		96,93	1,73	0,5540	0,11
		86,86	1,48	< 0,001	—
		80,60	1,08	< 0,001	15,0
Азотные (холодные)					
0,0081	< 0,001	95,61	1,19	0,0054	< 0,01
0,0026		94,52	1,65	0,0214	< 0,01
0,0038		97,62	1,30	0,0039	0,02
< 0,001	< 0,001	95,06	1,32	0,3268	—
		91,54	1,24	0,2590	4,35
0,0016		85,88	1,11	0,0018	0,07
0,0	—	88,11	—	0,014	8,30

цифические углекислые гидрокарбонатно-хлоридные магниевые-натриевые воды с минерализацией 24,92 г/л, концентрацией CO₂ 3 г/л и с повышенным содержанием Fe²⁺ (до 150 мг/л). В тектоническую зону гранитов эти воды поступают, вероятно, из зоны слабого водообмена в низах артезианского бассейна, а насыщение углекислотой происходит уже в тектонической зоне гранитов [Маринов, Попов, 1963].

Газовый состав всех обследованных аршанов показан в табл. 6. Содержание CO₂ в объеме газа составляет 95,11—98,56 об. %, N₂ — не превышает 4,32 об. %. Лишь в Ундур-Цаган-Аршане количество CO₂ уменьшается до 67,45 об. %, а N₂ увеличивается до 30,92 об. %. Содержание Ar в этой пробе достигает 1,52 об. %, а в остальных не превышает 0,04 об. %.

По химическому составу в четырех источниках из шести преобладает гидро

Таблица 7

Химический состав углекислых вод, мг/л

Компонент	Дзуртыян-Аршан	Ундур-Цаган-Аршан	Урта-Аршан	Оргил-Аршан	Ара-Шанту-Булак	Даши-Чингийн-Аршан
Li	—	—	—	—	3,0	0,02
NH ₄ ⁺	0,5	1,8	2,0	—	—	—
K ⁺	2,8	2,6	2,0	4,4	87,0	1,6
Na ⁺	110,6	3,0	15,4	437,5	3529,6	9,9
Mg ²⁺	66,1	13,6	71,7	11,1	77,1	6,7
Ca ²⁺	95,8	93,7	158,9	22,4	3,2	29,4
Fe ²⁺	—	23,0	4,0	47,0	—	0,3
Fe ³⁺	—	4,0	17,0	4,0	—	—
Al ³⁺	—	3,0	—	—	0,04	—
F ⁻	0,5	7,2	0,5	0,2	5,7	0,8
Cl ⁻	71,6	6,4	5,0	4,2	1742,7	5,3
SO ₄ ²⁻	4,0	288,0	2,0	2,0	1552,2	8,0
HCO ₃ ⁻	793,0	79,3	945,5	1403,0	4050,4	124,4
CO ₃ ²⁻	—	—	—	—	432,0	—
CO ₂ св.	748,0	924,0	1056,0	1144,0	Не обн.	440,0
H ₂ SiO ₃	28,6	56,0	46,4	67,7	54,2	31,2
H ₃ BO ₃	1,7	Не обн.	1,1	2,3	8,5	Не обн.
M	1175,2	581,6	1271,5	2005,8	11549,8	223,8
pH	5,65	5,0	5,75	5,90	8,4	5,50
T, °C	6	1	4	5	10	10
	<u>HCO₃86Cl13</u>	<u>SO₄75HCO₃17F5</u>	<u>HCO₃99</u>	<u>HCO₃99</u>	<u>(HCO₃+CO₃)50Cl30SO₄20</u>	<u>HCO₃82SO₄7Cl6</u>
	Mg36Na32Ca31	Ca63Mg15Fe14	Ca50Mg38Fe7	Na82Fe8Ca5	Na95Mg4	Ca59Mg22Na17

карбонат-ион (82—99 экв.%, табл. 7). По катионному составу это натриевые воды (Оргил-Аршан), магниевые-кальциевые (Урта-Аршан, Даши-Чингуйн-Аршан) и смешанные (Дзуртуйн-Аршан). Ундур-Цаган-Аршан имеет сульфатный кальциевый состав, Ара-Шанту-Булак — сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный натриевый и необычный для углекислых вод pH 8,4. Величина pH остальных минеральных источников изменяется в пределах 5,0—5,9.

О р г и л - А р ш а н (координаты 47°54'05" с.ш., 106°55'30" в.д., абс.отм. 1280 м) расположен в г. Улан-Баторе на левом берегу р. Тола. Вода имеет температуру 5°C при температуре воздуха 18°C. Пробы были отобраны из отводной трубы на оголовье скважины через резиновый шланг. Минеральные воды характеризуются высоким содержанием CO₂ (1144 мг/л) и Fe²⁺ (51 мг/л, см. табл. 7). При источнике действует дом отдыха.

Д а ш и - Ч и н г и й н - А р ш а н (47°20'10" с.ш., 110°04'30" в.д., абс. отм. 1300 м) расположен в распадке у подножья горы Цаган-Обо. Источник приурочен к разлому в толще гранитов джаргалантуинского комплекса (J₂) и дает начало небольшому ручью, впадающему в р. Мурен-Гол. Температура воды составляет 10,5°C при температуре воздуха 22°C. Состав гидрокарбонатный, магниевый-кальциевый, отмечается повышенное содержание NO₃⁻ (до 6 мг/л, см. табл. 7). Вода используется местным населением для питья, а также для лечения легочных, желудочных и офтальмологических заболеваний.

У р т а - А р ш а н (координаты 47°33'30" с.ш., 109°24'20" в.д., абс. отм. 1390 м) расположен в урочище Урта, в 8 км к север—северо-западу от сомона Джаргалант-Хан. Воды приурочены к разлому в гранитах герцинского и киммерийского возраста. Разгрузка их происходит на заболоченном участке ~70 × 70 м северо-восточного склона долины. Многочисленные выходы имеют небольшие дебиты, сливаясь дают начало небольшому ручью, текущему на юго-восток. Вода минеральная, гидрокарбонатная магниевый-кальциевая, кисловатая на вкус, с температурой 4°C при температуре воздуха 14°C. Повышенное содержание NH₄⁺

(см. табл. 7) источника объясняется, вероятно, загрязнением вод в процессе хозяйственной деятельности.

Даши-Чингуйн-Аршан и Урта-Аршан отличаются высоким содержанием Rn (32 и 16,4 эман/л соответственно) [Маринов, Попов, 1963].

Д з у р т у й н - А р ш а н (координаты 47°52'40" с.ш., 109°46'0" в.д., абс. отм. 1324 м) расположен на левом берегу ручья Наран-Гол, в 2 км на юго-запад от сомона Умун-Дэлгэр Хэнтэйского аймака. Воды разгружаются по разлому в толще эффузивов основного состава, предположительно юрского возраста [Маринов, Попов, 1963]. Они имеют температуру 6°C при температуре воздуха 14°C, зимой не замерзают. На площади акватории 70—80 м² насчитывается более 40 струй обильно выделяющегося газа (содержание CO₂ — 98,56 об. %, см. табл. 6). Вода прозрачная, приятная на вкус. Примерно в одинаковой пропорции находятся Mg²⁺, Na⁺ и Ca²⁺ (см. табл. 7).

У н д у р - Ц а г а н - А р ш а н (координаты 47°52'30" с.ш., 110°10'30" в.д., абс. отм. 1450 м) расположен в 1 км к север—северо-западу от вершины Ундур-Цаган-Обо, в 30 м от скв. 28 (см. геотермическую характеристику участка Ундур-Цаган-Обо, гл. 3). На заболоченной площади в 100 м² отмечен один сосредоточенный выход, дающий начало небольшому ручью. Выход каптирован деревянным срубом. Периодически наблюдается спонтанное выделение газа крупными пузырями. Температура воды 1°C при температуре воздуха 16°C. Вода прозрачная, без

* Здесь и далее в названии типа вод ионы перечислены в порядке увеличения относительного содержания, т.е. от меньшего к большему.

запаху, типа нарзана. Араты используют ее для питья и лечения желудочных заболеваний.

По газовому составу этот источник отличается относительно низким содержанием CO_2 (67 об. %) и повышенным N_2 (30,92 об. %; см. табл. 6).

Для этой воды характерны низкое значение рН 5, повышенное содержание Fe^{2+} (27 мг/л), отсутствие карбонатов, малое количество HCO_3^- (79,3 мг/л) и значительное содержание SO_4^{2-} (288 мг/л; см. табл. 7). Такой состав объясняется приуроченностью источника к зоне рудопроявления, т.е. воды Ундур-Цаган-Аршана представляют собой типичные воды зоны окисления сульфидного рудопроявления в тектонической структуре.

Повышенное содержание NH_4 в воде источника объясняется, вероятно, загрязнением воды в процессе ее использования.

А р а - Ш а н т у - Б у л а к (координаты 45°44'0" с.ш., 106°43'05" в.д., абс. отм. 1130 м) находится в северной части Северо-Гобийской впадины, в 25 км на восток от г. Мандал-Гоби, на восточном склоне горы Аршанту-Ула. Аршан приурочен к тектоническому контакту нижнепалеозойских гранитов с предположительно нижнемеловыми песчаниками [Маринов, Попов, 1963]. Имеется всего один выход, который интенсивно газует углекислотой (CO_2 — 98,45 об. %; см. табл. 6). Температура воды 10°C при температуре воздуха 13°C. Источник имеет высокую по сравнению с остальными углекислыми аршанами минерализацию — 11,6 г/л (см. табл. 7). Это объясняется положением его в зоне аридного климата и приуроченностью к низам артезианского бассейна с замедленным водообменом. Обращает на себя внимание высокое содержание Cl^- (до 30 экв. %) и SO_4^{2-} (до 20 экв. %; см. табл. 7).

Провинция термальных азотных вод распространена на Монгольском Алтае, Хангае, Хэнтэе.

В геологическом строении территории преимущественное распространение, особенно на севере и крайнем западе провинции, имеют метаморфические породы нижнего палеозоя и докембрия с многочисленными массивами гранитоидных интрузий. Восточнее 96-го меридиана широко развиты кайнозойские, в большинстве случаев четвертичные базальты. Это типичные горно-складчатые сооружения, сформировавшиеся в современном виде в конце неогена—начале четвертичного периода, когда здесь проявились самые крупные дифференцированные движения больших блоков земной коры, сопровождавшиеся базальтовым вулканизмом. Основным типом гидрогеологических структур являются гидрогеологические массивы. Артезианские бассейны встречаются редко и приурочены главным образом к небольшим межгорным замкнутым котловинам.

Термальные воды относятся по характеру циркуляции к трещинно-жильным и обычно приурочены к глубоким тектоническим разломам в гранитах или в песчано-сланцевых отложениях палеозоя.

Дебиты аршанов меняются от сотых долей литра до 8—10 л/с, температура — 20—90,5°C [Маринов и др., 1973].

Газ в источниках азотной провинции выделяется значительно менее интенсивно, чем в источниках провинции углекислых вод, и почти целиком состоит из азота. Содержание Rn в большинстве аршанов незначительное, максимальное значение (52 эман./л) имеет Хучжиртэ-Халун-Усу-Аршан [Маринов и др., 1977].

Минерализация этих вод, как правило, 0,4—0,7 г/л, иногда 0,86—1,23 г/л и обычно меньше, чем в водах первой провинции, что объясняется хорошим дренажем водовмещающих пород, низкой их растворимостью и выщела-

чиваемостью, а также отсутствием в водах агрессивной свободной CO_2 . По величине pH азотные термы относятся к слабощелочным и щелочным водам. Содержание H_2SiO_3 колеблется от десятых долей до 130—156 г/л [Маринов и др., 1973].

По химическому составу азотные термы делятся на две основные группы: гидрокарбонатные и сульфатные натриевые, причем первые наиболее распространены. Первая группа характеризуется более низкой минерализацией и более высоким содержанием H_2SiO_3 .

Газовый и химический состав всех опробованных отрядом ГИНа 14 азотных термальных источников показан в табл. 6, 8. В их газовом составе преобладает N_2 (95,5—97,96 об. %), температура воды 34—90°C. Минерализация в 11 случаях меньше 0,5 г/л, максимальное ее значение отмечается в Шаргалжун-Аршане — 1,13 г/л (см. табл. 8). По величине pH девять источников относятся к щелочной группе (8,5—9,5), остальные к слабощелочной. Содержание H_2SiO_3 58—95,6 мг/л, в девяти источниках — больше 77 мг/л. Во всех изученных аршанах наблюдается повышенное содержание F (см. табл. 8). Его накоплению способствуют щелочной тип вод и наличие водовмещающих гранитов с повышенным содержанием F.

К группе гидрокарбонатных натриевых источников относятся аршаны Нарин, Тацаин-Халун-Усу, Худжиртэ-Халун-Усу, Чулуту, Хэрмэтуин-Халун-Усу, Эмту-Халун-Усу.

Н а р и н - А р ш а н (координаты 46°13'50" с.ш., 101°09'10" в.д., абс. отм. 2000 м) расположен на левом берегу р. Нарин-Гол, левого притока р. Шаргалжун-Гол, в 3 км от ее устья. Источник приурочен к зоне разлома в позднепалеозойских гранитах. На площади ~2000 м² насчитывается 20 выходов термальных вод с температурой 36—59°C. Они расположены на склоне долины реки, на высоте 5—10 м от уреза воды. Четыре источника являются восходящими с редкими газовыми струями, а остальные вытекают из-под глыб гранитов. Русла ручьев заросли термофильными водорослями, вода прозрачная, со слабым запахом сероводорода. Наиболее интенсивно газующий выход (N_2 — 97,96 об. %; см. табл. 6) имеет температуру воды 36°C при температуре воздуха 23°C. По трубопроводу вода подводится к двум кирпичным зданиям, где сушат шерсть.

Т а ц а и н - Х а л у н - У с у (координаты 46°07'45" с.ш., 101°36'30" в.д., абс. отм. 1950 м) расположен в 26 км к северу от сомона Нарин-Дэль Убурхангайского аймака, на склоне правого борта долины реки Тацаин-Гол, примерно в 600 м от уреза реки. Источники находятся на одной линии, трассирующей субмеридиональный разлом в пермских гранитах. На площади 100 × 50 м насчитывается восемь грифонов с температурой, уменьшающейся с севера на юг от 53—56 до 37°C, два из них газуют. Пробы отобраны из северного выхода, где наблюдается интенсивная газовая фаза (N_2 — 97,42 об. %; см. табл. 6), температура воды 53°C, воздуха 28°C. Вода прозрачная, с легким запахом сероводорода. В руслах ручьев встречаются термофильные водоросли. Общий дебит составляет не более 5—6 л/с. В настоящее время местным населением не используется.

В этих двух источниках установлено максимальное для опробованных нами аршанов содержание F (20,6 мг/л; см. табл. 8).

Х у д ж и р т э - Х а л у н - У с у - А р ш а н (координаты 46°53'45" с.ш., 102°46' в.д., абс. отм. 1650 м) расположен на правобережной пойме р. Худжиртэ, в 40 м от уреза воды. Разгрузка терм приурочена к зоне разлома на контакте терригенной толщи нижнего карбона и порфиroidных гранитов нижнего палеозоя (более точную их временную привязку дать трудно). Имеется девять выходов с температурой 28—44°C при температуре воздуха 10°C. Все вместе они входят в ванное здание. В трех ваннах с температурами 44, 41 и 28°C выходят редкие, но обильные струи газа. На источнике действует курорт республиканского значения и международный кэмпинг. Для снабжения термальной водой курорта пробурено семь скважин глубиной 120—219 м.

Таблица 8

Химический состав азотных источников

Название источника	Т, °С	рН	Минерализация, мг/л	Компонент, мг/л			
				Li ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	
Термальные							
Булнай	47	8,95	673,5	Не обн.	Не обн.	5,8	
Ходжулин-Халун-Аршан	35	9,05	441,8	То же	0,4	2,8	
Зартын-Халун-Аршан	38	9,1	319,8	"	1,3	3,2	
Чулуту-Аршан	44	9,3	306,0	"	1,5	3,2	
Шиберту-Аршан	60	9,25	444,9	"	Не обн.	6,2	
Халун-Усу-Аршан	86	9,55	309,3	"	То же	4,0	
Цаган-Сумэин-Аршан	69	9,55	278,4	"	"	2,8	
Шаргалжут-Аршан	90	8,80	1131,2	0,2	"	3,2	
Нарин-Аршан	59	7,35	390,7	0,2	"	2,4	
Тацаин-Халун-Усу-Аршан	53	8,20	383,0	0,2	"	2,6	
Хэрмэтуин-Халун-Усу-Аршан	53	9,1	347,9	0,3	"	2,2	
Эмту-Халун-Усу-Аршан	34,7	8,0	475,1	0,15	"	4,6	
Хульджи-Аршан	51	7,15	829,6	0,06	1,2	5,2	
Худжиртэ-Халун-Усу-Аршан	44	8,3	345,0	Не обн.	Не обн.	3,5	
Холодные							
Обони-Аршан	3	7,3	300,1	Не обн.	0,1	1,2	
Дэлгэр-Булак	4	8,4	185,2	То же	0,1	1,3	
Дундын-Амралт-Аршан	10	7,3	381,2	"	Не обн.	1,5	
Сэлбэин-Аршан	2	6,9	364,1	0,01	То же	2,7	
Улхэн-Аршан	7	7,1	351,0	Не обн.	3,3	1,3	
Билэутын-Булак	5	7,1	157,2	То же	Следы	0,6	
Яргач-Булак	1	7,15	327,9	"	"	2,0	

Примечание. Кроме того, обнаружены (в мг/л): HS^- — 4,0; $\text{H}_2\text{S}_{\text{общ}}$ — 4,1, в том числе $\text{H}_2\text{S}_{\text{св}}$ — 0,1 (Чулуту-Аршан); As — 0,1 (Халун-Усу-Аршан); H_3AsO_3 — 0,04 (Шаргалжут-Аршан); H_3BO_3 — 1,7 (Эмту-Халун-Усу-Аршан); Sr^{2+} — 0,3 (Хульджи-Аршан); Mn^{2+} — 0,16 (Дундын-Амралт-Аршан); Sr^{2+} — 0,4 (Сэлбэин-Аршан).

В 1972—1973 гг. на месторождении проводились разведочные работы с целью оценки ресурсов термальных вод. При этом были вскрыты воды с температурой 54,5°С, а по данным разведочной партии в бездождевой период температура воды достигала 60°С. Концентрация Rn на месторождении в разных скважинах составляла 32—68 экман./л [Геохимия..., 1976].

Хэрмэтуин-Халун-Усу-Аршан (координаты 46°16'30" с.ш., 102°28'35" в.д., абс. отм. 1900 м) расположен в 23 км к северо-западу от г. Арвай-Хэрэ, в верховье долины Арвайн-Гол, в 1 км от ручья Сэрин-Гол. Разгрузка термальных вод наблюдается в зоне разлома по контакту гранитов (γPZ_1) с песчаниково-конгломератовой толщей (J_2). На площади 50 × 50 м нами отмечено 12 выходов подземных вод с температурой 32—53°С при температуре воздуха 24°С, три из них газифицированы (см. табл. 6). На базе аршана работает курорт и парниковое хозяйство. По химическому составу (см. табл. 8) и бальнеологическим свойствам воды Хэрмэтуин-Халун-Усу-Аршана близки к водам Худжиртэ-Халун-Усу-Аршана. Они применяются преимущественно для лечения кожных и ревматических заболеваний [Маринов, Попов, 1963].

Эмту-Халун-Усу-Аршан (координаты 46°20'30" с.ш., 102°41'20" в.д., абс. отм. 1850 м) расположен в 24 км к северо-северо-западу от г. Арвай-Хэрэ, на

Компонент, мг/л								
	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Al ³⁺	P	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Термальные								
187,7	0,7	10,6	Не обн.	10,0	8,5	294,6	31,2	
119,1	0,5	9,8	То же	5,3	7,8	175,3	22,8	
60,7	0,9	12,2	"	5,4	12,7	79,0	61,0	
61,9	1,4	7,4	"	9,7	21,6	44,4	60,0	
112,7	0,5	4,8	"	10,4	28,7	154,7	36,6	
64,7	1,6	5,6	"	7,8	19,8	79,0	30,5	
59,3	1,6	5,6	"	13,6	15,9	57,6	30,5	
342,0	0,5	2,4	0,04	17,2	2,0	604,1	48,8	
100,3	0,7	2,0	0,04	20,6	10,5	59,2	122,0	
101,7	0,7	3,2	0,08	20,6	15,4	65,8	85,4	
90,6	0,2	1,6	Не обн.	14,4	11,2	46,0	58,6	
115,9	0,2	Не обн.	То же	16,0	15,4	35,0	202,5	
200,3	1,0	42,9	Не обн.	2,2	49,0	437,8	31,7	
70,8	2,4	8,2	То же	9,7	28,7	8,0	140,3	
Холодные								
14,5	9,8	44,7	Не обн.	Не обн.	11,3	2,0	203,7	
34,0	2,4	28,4	То же	0,8	6,4	18,0	65,4	
34,0	9,8	46,9	"	1,8	28,7	4,0	222,6	
3,2	14,4	63,5	"	0,2	21,0	12,0	217,2	
0,5	17,0	55,5	"	0,2	5,3	2,0	256,2	
8,0	2,4	26,4	"	Не обн.	5,7	4,0	100,0	
8,5	11,7	53,2	0,048	0,3	9,2	8,0	219,6	

правом берегу р. Онгыйн-Гол, в 2 км от уреза воды. Выходы терм приурочены к зоне тектонического нарушения в терригенной толще девона. На площади 40 × 40 м имеется четыре водоема диаметром 1—3, глубиной 0,3—0,4 м и температурой воды 22—50°С при температуре воздуха 14,5°С. В двух из них через каждые 5—10 мин наблюдается интенсивное выделение газа (N₂ — 96,99 об. %; см. табл. 6). Вода прозрачная, бесцветная, с запахом сероводорода. Источники не каптированы и в лечебных целях не используются. В пробе определена борная кислота в количестве 1,7 мг/л (см. табл. 8).

Чулуту-Аршан (координаты 47°45'20" с.ш., 100°14'40" в.д., абс. отм. 2200 м) находится выше устья ручья Тэйль, притока р. Халун-Усу, впадающей слева в реку Чулутуин-Гол, ниже пади Хара-Хода. Разгрузка термальной воды приурочена к зоне разлома в осадочно-метаморфической толще нижнего карбона. На склоне на расстоянии 25 и 75 м друг от друга имеются три грифона с температурой 44, 42 и 22°С при температуре воздуха 20°С. Первый интенсивно газифицирует (см. табл. 6), вода имеет запах сероводорода. Повышенное количество NH₄ в пробе (см. табл. 8) связано, вероятно, с загрязнением воды вследствие плохого каптажа. На источнике действует "дикий" курорт.

К группе сульфатных, иногда гидрокарбонатно-сульфатных натриевых вод

Таблица 8 (окончание)

Название источника	Т, °С	pH	Минерализация, мг/л	Компонент, мг/л		
				CO_3^{2-}	HSiO_3^-	HPO_4^{2-}
Термальные						
Булнай	47	8,95	673,5	28,8	Не обн.	Не обн.
Ходжулин-Халун-Аршан	35	9,05	441,8	24,0	То же	0,14
Зартын-Халун-Аршан	38	9,1	319,8	6,0	"	Не обн.
Чулуту-Аршан	44	9,3	306,0	6,0	"	То же
Шиберту-Аршан	60	9,25	444,9	4,8	"	"
Халун-Усу-Аршан	86	9,55	309,3	6,0	"	0,2
Цаган-Сумэин-Аршан	69	9,55	278,4	6,0	"	Не обн.
Шаргалжут-Аршан	90	8,80	1131,2	19,8	10,9	То же
Нарин-Аршан	59	7,35	390,7	Не обн.	Не обн.	"
Тацаин-Халун-Усу-Аршан	53	8,20	383,0	12,0	2,0	"
Хэрмэтуин-Халун-Усу-Аршан	53	9,10	347,9	29,1	14,7	"
Эмту-Халун-Усу-Аршан	34,7	8,0	475,1	Не обн.	Не обн.	"
Хульджи-Аршан	51	7,15	829,6	То же	Не обн.	"
Худжиртэ-Халун-Усу-Аршан	44	8,3	345,0	"	То же	"
Холодные						
Обони-Аршан	3	7,3	300,1	"	"	"
Дэлгэр-Булак	4	8,4	185,2	10,8	"	0,04
Дундын-Амралт-Аршан	10	7,3	381,2	Не обн.	"	Не обн.
Сэлбэин-Аршан	2	6,9	364,1	То же	"	То же
Улхэн-Аршан	7	7,1	351,0	"	"	0,26
Билютийн-Булак	5	7,1	157,2	"	"	Не обн.
Яргач-Булак	1	7,15	327,9	"	"	То же

относятся аршаны Булнай, Зартын-Халун, Халун-Усу, Ходжулин-Халун, Хульджи, Цаган-Сумэин, Шаргалжут и Шиберту (см. табл. 6, 8).

Булнай-Аршан (Аршани-Хурэ-Аршан; координаты 50°46'30" с.ш., 100°48'10" в.д., абс. отм. 1740 м) расположен в 60 км к северо-востоку от пос. Хатхал, в долине р. Аршани-Гол, правого притока р. Халхин-Гол.

Выходы термальных вод приурочены к пересечению разломов субмеридионального и северо-восточного направлений в докембрийских гранодиоритах. Шесть из них перекрыты деревянными срубам и на них устроены ванны. Температура воды при наших измерениях составляла 44—47°С при температуре воздуха 15°С. Вода имеет сильный запах сероводорода. По литературным данным в 1964 г. было выявлено 20 выходов минеральной воды с температурой 25—55°С [Маринов, Попов, 1963]. На месторождении действует курорт аймачного значения.

Зартын-Халун-Аршан (координаты 48°21'05" с.ш., 98°47'00" в.д., абс. отм. 2080 м) расположен на левом берегу р. Зартын-Усын-Халун-Гол. Источник приурочен к зоне разломов в гранитах (γPz₁). Здесь отмечено 14 выходов термальных вод, наиболее горячие из которых имеют температуру 46 и 38°С при температуре воздуха 8,5°С. Последние каптированы бетонными колодцами и трубопроводом соединены с ванными комнатами. На источнике действует бальнеологический курорт, которым в основном пользуются работники деревообрабатывающей фабрики Тосон-Цэнгэла. Вода используется для лечения сердечно-сосудистых и легочных заболеваний, а также ангины, ревматизма. В источнике отмечено повышенное содержание NH₄ (1,3 мг/л; см. табл. 8).

			H ₂ SiO ₃		Формула химического состава
	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	коллоидная	суммарная	
Термальные					
Не обн.	Не обн.	Не обн.	95,6		SO ₄ 69HCO ₃ 12CO ₃ 11/Na92
То же	То же	То же	73,9		SO ₄ 64CO ₃ 14HCO ₃ 13/Na91
-	-	-	77,4		SO ₄ 47HCO ₃ 29Cl10/Na76Ca17
Следы	-	-	85,5		HCO ₃ 29SO ₄ 27Cl18F15/Na81Ca11
Не обн.	-	-	85,5		SO ₄ 60Cl15HCO ₃ 11F10/Na92
То же	-	-	90,3		SO ₄ 49Cl17HCO ₃ 15F12/Na85
-	-	-	85,5		SO ₄ 39F23HCO ₃ 16Cl15/Na84
-	-	0,9	91,0		SO ₄ 83(HCO ₃ + CO ₃)10/Na98
-	-	Не обн.	72,8		HCO ₃ 43SO ₄ 27F23/Na95
-	-	2,8	75,4		HCO ₃ 30SO ₄ 29F23/Na94
-	-	1,8	93,6		(HCO ₃ +CO ₃)47SO ₄ 23F18/Na95
-	-	Не обн.	81,3		HCO ₃ 62F16SO ₄ 14/Na95
Не обн.	Не обн.	Не обн.	58,0		SO ₄ 82Cl12/Na78Ca19
То же	То же	То же	73,4		HCO ₃ 61Cl21F13/(Na + K)84Ca11
Холодные					
0,06	-	-	11,7		HCO ₃ 90/Ca60Mg22Na17
0,02	-	-	17,6		HCO ₃ 70SO ₄ 12CO ₃ 12/Na47Ca45
0,06	5,0	-	26,0		HCO ₃ 77Cl17/Ca50Na31Mg17
Не обн.	10,0	-	19,5		HCO ₃ 78Cl13/Ca69Mg26
То же	Не обн.	-	9,4		HCO ₃ 95/Ca63Mg32
-	То же	-	10,1		HCO ₃ 87/Ca70Na19Mg11
0,08	-	-	Не обн.		HCO ₃ 89/Ca66Mg24

Халун - Усу - Аршан (координаты 47°24' с.ш., 101°36' в.д., абс. отм. 1790 м) расположен на правом берегу притока р.Цэнхэн-Гол, в урочище Боро-Тал, в 25 км на северо-запад от сомона Цэнхэр по дороге через перевал Ихэ-Халдзан-Даба. Выходы терм приурочены к разломам северо-западного простираения в складчатом терригенном комплексе позднего палеозоя. На заболоченной площади ~100 м², на высоте 10 м от уреза реки, имеется три грифона, газифицирующих N₂ (96,91 об.%; см. табл. 6), с температурой 86, 85 и 76°С, которые расположены в 2—3 м один от другого ниже по склону. Они сливаются в один ручей, каптированный с трех сторон бетонной загородкой. Одна часть воды отсюда отводится к парникам, другая выпускается в реку. Вода прозрачная, без цвета, с легким запахом сероводорода (см. табл. 8). Наблюдается ожелезнение и налеты серы. Дебит источников составляет не менее 10 л/с, что обеспечивает обогрев парников. Парники действуют с 1976 г. (тогда температура воды была 96°С) при сельхозобъединении "Социализмын зам". В настоящее время их площадь составляет 500 м². В парниках собирают по два урожая овощей в год: помидоров 2400 кг, огурцов 1200 кг, перца 500 кг.

Ходжулин - Халун - Аршан (координаты 48°20'00" с.ш., 98°22'15" в.д., абс. отм. 1940 м) расположен на правом берегу р. Ходжулин-Гол, примерно в 5 км выше устья левого притока Хара-Чулутун-Гол и в 12 км на юг по реке от сомона Нарин Дзэбханского аймака. Источник приурочен к зоне разлома в гранитах девонского возраста. На площади ~120 м² со склона долины сочится теплая вода, имеется шесть сосредоточенных выходов с температурой 35°С при температуре

воздуха 13,5°C. Большинство из них газирует, а в одном вода даже бурлит от обилия газа (N_2 — 97,65 об. %; см. табл. 6).

Хульджи-Аршан (координаты 48°15'22" с.ш., 102°59' в.д., абс. отм. 1450 м) находится в 1,5 км к юго-западу от сомона Могод. Приурочен к осадочно-эффузивной свите верхнего триаса—нижней юры [Амантов и др., 1968]. В заболоченной котловине меридионального простирания отмечено три грифона с температурой воды 36, 51 и 38°C при температуре воздуха 25°C, расположенных на расстоянии 5—6 м один от другого. Средний, наиболее горячий выход каптирован бетонным колодцем диаметром 1,5 м. Через каждые 3 мин интенсивно выделяются крупные пузыри газа (N_2 — 96,93 об. %; см. табл. 6). Вода прозрачная, без цвета, имеет слабый запах сероводорода. В 1970 г. на источнике был открыт курорт республиканского значения. Пробуренная на его территории скважина глубиной 110 м вскрыла термальные воды с температурой 55°C, они используются для лечения артрита, радикулита, ревматизма, бруцеллеза, неврозов, кожных и гинекологических заболеваний. В источнике отмечено повышенное содержание NH_4 (см. табл. 8), что можно объяснить плохим каптажем. Существует легенда, что раньше аршан находился западнее в горах и был недоступен для людей, но затем Дух Земли перенес его ближе к людям в награду за их молитвы. Такое перемещение действительно могло иметь место в результате тектонических подвижек при землетрясениях, многократно происходивших в районе Могода. Последнее, как известно, произошло в 1967 г.

Цаган-Сумэин-Аршан (координаты 47°04' с.ш., 102°06' в.д., абс. отм. 1750 м) расположен на левобережной пойме р. Цаган-Сумэин-Гол, приблизительно в 30 м от уреза воды. Выходы терм приурочены к зоне разлома в терригенной толще нижнего карбона. На заболоченном участке площадью 400 м² насчитывается восемь выходов с температурой 61—70°C при температуре воздуха 8°C. По данным измерений в 1957 г., максимальная температура гидротерм была 84°C. Почти вся заболоченная площадь покрыта термофильными водорослями. На камнях в горячих ручьях отлагается сера. Вода прозрачная, с запахом сероводорода.

Месторождение термальных вод **Шаргалжут** (координаты 46°20' с.ш., 101°13'15" в.д., абс. отм. 2170 м) расположено в 60 км на северо-восток от г. Баян-Хонгор, на правом берегу р. Шаргалжути-Гол. Выходы приурочены к разлому в толще терригенных пород нижнего палеозоя. По разлому внедрились дайки гранитов, контролирующие направление тектонической зоны. На склоне долины реки насчитываются 154 выхода термальных вод с температурой 52—90°C [Намнандорж и др., 1966]. В некоторых грифонах вода бурлит от обилия газа [N_2 — 95,50 об. %, Ar — 3,24 об. %; см. табл. 6]. Шесть выходов каптированы бетонными колодцами и деревянными срубами. Вода прозрачная, имеет запах сероводорода. В пробе обнаружены следы В и As (см. табл. 8). На месторождении функционирует курорт "Шаргалжут" республиканского значения. При обследовании месторождения в 1973 г. максимальная температура воды достигала 92°C, по данным главного врача курорта, зимой в этом источнике температура повышается до 96°C и приобретает пульсирующий, гейзерный характер [Геохимия..., 1976].

Шиберту-Аршан (координаты 47°38'40" с.ш., 101°31'48" в.д., абс. отм. 1650 м) расположен в грабенообразной впадине, ограниченной разломами северо-восточного простирания, на левобережной пойме р. Шиберту-Гол, правого притока р. Хойт-Тамир-Гол. От г. Цэцэрлэг источник находится в 20 км. На заболоченной площади ~200 м² имеется три сосредоточенных выхода с температурой 60, 39 и 36°C при температуре воздуха 12°C. Все они интенсивно газируют (N_2 достигает 97,22 об. %; см. табл. 6). Вода прозрачная, имеет слабый запах сероводорода. На источнике действует курорт республиканского значения "Аршан-Амралт". Для снабжения водолечебниц термальной водой пробурено две скважины глубиной 72

35 и 60 м. На курорте лечатся больные, страдающие ревматическими, кожными, гинекологическими и желудочно-кишечными заболеваниями.

В провинции азотных терм нами обследованы восемь источников с относительно низкой температурой 2—10°C и с содержанием в газовом составе N_2 88,11—97,62 об.%, (см. табл. 6). Их минерализация не превышает 381 мг/л, воды имеют нейтральную реакцию (лишь в аршане Дэлгэр-Булак pH 8,4) и гидрокарбонатный магниевый-кальциевый (четыре пробы), натриево-кальциевый (две пробы) и кальциево-натриевый состав. Содержание SiO_2 составляет 9,4—26,0 мг/л (см. табл. 8).

Аршан - Билүтийн - Булак (координаты 51°36'50" с.ш., 100°36'00" в.д., абс. отм. 1700 м) находится на правом склоне долины р. Баян-Гол, в 2,5 км от впадения правого рукава этой реки в оз. Хубсугул. Выход перекрыт деревянным срубом, из-под которого вытекает ручей с температурой воды 5°C при температуре воздуха 15°C. Вода прозрачная, без цвета и запаха, приятная на вкус.

Аршан - Дэлгэр - Булак (координаты 51°32'42" с.ш., 100°25'10" в.д., абс. отм. 1660 м) находится в 15 км к запад—северо-западу от пос. Турту. Дорога к нему идет вокруг северной оконечности оз. Хубсугул, вдоль хребта Мунку-Сардык. Расстояние по дороге 40 км. Источник расположен в долине р. Хонгорбоши-Гол, примерно в 1 км от уреза воды. Выход каптирован деревянным колодцем. Со дна колодца выделяется несколько струй газа. Температура воды равна 4°C, температура воздуха 17°C.

Обони - Аршан (координаты 51°33' с.ш., 100°48' в.д., абс. отм. 1700 м) находится в долине р. Обони-Гол, на левом берегу, в основании уступа структурной террасы. Вода имеет температуру 3°C при температуре воздуха 16°C, прозрачная, по вкусу напоминает нарзан. На выходе наблюдается интенсивное выделение газа. Источник известен местным жителям.

Чжилгэ - Аршан (координаты 51°20'00" с.ш., 100°59'50" в.д., абс. отм. 1800 м) расположен в яме диаметром ~2 м², обложенной камнями, на левом берегу р. Чжилгэ-Гол, левого притока р. Туруг-Гол, в 15 м от русла. Температура воды 6°C при температуре воздуха 17°C. В яме развиты термофильные водоросли. Вода слегка замутнена, имеет слабый привкус железа.

Улхэн - Аршан (координаты 50°04'13" с.ш., 100°02'53" в.д., абс. отм. 1590 м) расположен в 3 км южнее сомона Алаг-Эрдэнэ Хубсугульского аймака, вблизи уреза воды на левом берегу р. Эгийн-Гол. В момент отбора пробы температура воды была 7°C, воздуха — 12°C. Газоотделение слабое. По сведениям местных жителей зимой источник не замерзает. Источники этой провинции приурочены к разломам в рифейских карбонатных породах Хубсугульской серии (Ильин, Зайцев, 1970).

Сэлбэин - Аршан (родник № 11; координаты 47°57'42" с.ш., 106°55'45" в.д., абс. отм. 1350 м) расположен в пределах г. Улан-Батор, в 4 км на север от моста через р. Сэльба. Вода выходит из-под бетонной плиты и из трубы, образуя водоем диаметром 1,5 м и глубиной 0,4 м. Спонтанное выделение газа очень мало. Температура воды 2°C при температуре воздуха 17°C.

Дундын - Амралт - Аршан (координаты 49°11'30" с.ш., 109°21'00" в.д., абс. отм. 1255 м) расположен в 9 км к югу от пос. Бороундур, по дороге на станцию Чойр. Источник расположен на сочленении Боро-Ундурского выступа протерозойского-нижнепалеозойского фундамента и Алаг-Цабской вулканотектонической впадины (см. геотермическую характеристику участка Боро-Ундур, гл. 3). На заболоченной площадке 50 × 50 м отмечено четыре выхода. Вода приятная на вкус, без цвета и запаха, имеет температуру 10°C при температуре воздуха 24°C. Повышенное количество F в пробе (1,8 мг/л; см. табл. 8) связано с месторождением флюорита, расположенного в 12 км от источника. При источнике работает дом отдыха.

Яргач - Булак (координаты 47°49'52" с.ш., 100°06'10" в.д., абс. отм. 1452 м)

расположен на юго-западном склоне г. Ундур-Цаган-Обо, в 5—6 км от поселка геологоразведочной партии, по дороге на сомон Умун-Дэлгэр. Источник приурочен к нижнедевонским слабометаморфизованным осадочным породам керуленской серии (см. геотермическую характеристику участка Ундур-Цаган-Обо, гл. 3). У основания крутого склона на заболоченной площадке наблюдается несколько выходов воды, один из которых с температурой 1°С при температуре воздуха 14°С дает начало ручью Яргач. Газ выделяется только при вмешательстве извне.

Высокоминерализованные артезианские воды глубоких водоносных горизонтов. Вскрыты в межгорных впадинах, заполненных вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями мезозоя и кайнозоя в восточных, юго-восточных и юго-западных районах Монголии (см. рис. 30) на глубинах до 1600 м. Минерализация вод составляет 20—125,51 г/л и обычно возрастает от периферии к центру структуры и по глубине [Маринов и др., 1977]. По ионно-солевому составу выделяются следующие основные группы вод: хлоридные натриевые и кальциевые, сульфатные магниево-кальциевые и натриевые, гидрокарбонатные натриевые. Воды этой провинции не опробовались.

Выделяются радоновые воды с содержанием Rn 10—390 эман./л, всего известно 60 таких источников. Они обычно приурочены к зонам тектонических нарушений в гранитах, иногда выходят на поверхность среди отложений мелового или четвертичного возраста. Площади распространения радоновых минеральных вод выделяются на северо-западе (хребты Хархирин, Тохтогин-Шиль, Хан-Хухэй), северо-востоке (в 65 км север-северо-западнее аймака Ундэр-Хан) и на востоке МНР (в районе сомона Баян-Обо; см. рис. 30).

Часть аршанов Монголии отличается повышенным содержанием F, что связано с приуроченностью этих вод к зонам тектонических нарушений с широко проявленной флюоритовой минерализацией. Фтористые воды известны на юго-западных отрогах Хангая и на юго-востоке страны (северо-восточнее аймака Далан-Дзадгад).

* * *

Состав газов, спонтанно выделяющихся из источников, является важной характеристикой термоминеральных флюидов. Как считают В.В. Иванов [1960], В.И. Кононов [1983] и некоторые другие исследователи, он является основным признаком, отражающим специфические для каждого типа терм условия образования.

Холодные углекислые воды проявляются среди метаморфических и магматических пород, образующих складчатые сооружения Хэнтэя, Северной Монголии, а также на востоке страны, где широко распространены интрузии позднепалеозойского и мезозойского возраста. В тектоническом отношении восточная часть Монголии имеет общую тенденцию к опусканию. Современная сейсмичность этой территории слабая, неотектонические движения проявляются здесь в более мелких масштабах, чем на западе страны, где распространены термальные азотные воды. Они приурочены преимущественно к метаморфическим породам палеозоя и докембрия, прорванным многочисленными гранитоидными интрузиями палеозойского возраста. Область распространения гидротерм отличается современной тектонической активностью, выражающейся в интенсивном воздымании, базальтовом вулканизме и в повышенной сейсмичности [Флоренсов, Хилько, 1979].

Азотно-метановые высокоминерализованные воды третьей провинции приурочены к межгорным впадинам, заполненным вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями мезозоя и кайнозоя на юге, востоке и западе страны.

ОЦЕНКА ГЛУБИННЫХ ТЕМПЕРАТУР ПО ГИДРОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В этом разделе сделана попытка оценить глубинные температуры в гидротермальных системах Монголии с помощью гидрохимических геотермометров.

Предпосылкой для такого анализа является установленная экспериментальными [Kennedy, 1950; Хитаров, 1953; Krauskopf, 1959; и др.] и полевыми [Böðvarsson, 1960, 1961; Mahon, 1966; Fournier, Truesdell, 1970; и др.] исследованиями в гидротермальных системах зависимость содержания некоторых характерных компонентов гидротерм, так называемых геотермометров от температуры. Зная количество или соотношение таких компонентов в поверхностных термопроявлениях, можно вычислить глубинные (базовые) температуры и выявить наиболее перспективные участки для использования гидротермальных ресурсов.

В настоящее время используются три основные группы геотермометров: 1) гидрохимические, или ионные; 2) газовые; 3) изотопные. Газовые геотермометры основаны на соотношениях концентраций CO_2 , H_2S , H_2 , CH_4 , N_2 и NH_3 . В изотопной геотермометрии используются величины δD , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta_{\text{CO}_2}^{13}\text{C}$, $\delta_{\text{CH}_4}^{13}\text{C}$. Теоретические основы и результаты применения двух последних групп геотермометров изложены в работах Ю.А. Тарана [1986], Ю.А. Тарана, В.П. Пилипенко, А.М. Рожкова [1986] и др. Ввиду недостатка данных в наших исследованиях они не использовались. К первой группе геотермометров относятся: а) содержание растворенного кремнезема, мг/л; б) атомное и ионное отношения Na/K ; в) соотношение концентраций Na , K и Ca , моль/л. Применение этих геотермометров основано на допущениях о равновесии в системе вода-порода в зоне формирования гидротерм и отсутствии осаждения-растворения рассматриваемого компонента по пути миграции вод из зоны нагрева (теплового питания) к точке опробования. "Показания" таких геотермометров зависят от множества причин, в том числе от температуры, давления, скорости потока гидротерм, минералогической обстановки, парциального давления газов, рН среды и от других факторов, которые подробно рассмотрены во многих работах [Fournier, Truesdell, 1970; Truesdell, Singers, 1974; Ильин, Кононов, 1979].

Одним из самых распространенных химических геотермометров является кремнеземный, или Si-геотермометр. Это связано с тем, что растворимость кремнезема, находящегося в растворе в виде молекул $\text{Si}(\text{OH})_4$, сильно зависит от температуры и мало — от содержания других ионов в широком диапазоне рН; кремнезем обычно медленно выпадает в осадок. Затруднения связаны с различной растворимостью кварца, силикатных минералов, стекол и аморфного кремнезема. Присутствие микроколичеств Al^{3+} способствует осаждению коллоидного кремнезема и тем самым уменьшает его растворимость; в этом случае расчетная температура оказывается заниженной по сравнению с истинной.

В высокотемпературных системах ($> 150^\circ\text{C}$) растворенный кремнезем находится в равновесии с кварцем. Принимая во внимание мощность разгрузки (дебит) гидротерм, Р.О. Фурнье [Truesdell, 1976] вывел зависимость прогнозной температуры для адиабатического (30) и кондуктивного (31) характеров охлаждения раствора без осаждения SiO_2 , $^\circ\text{C}$:

$$t = \frac{1533,5}{5,768 - \log \text{SiO}_2} - 273,15 \quad (\pm 2^\circ\text{C в интервале } 125 - 275^\circ\text{C}), \quad (30)$$

$$t = \frac{1315}{5,205 - \log \text{SiO}_2} - 273,15 \quad (\pm 0,5^\circ\text{C в интервале } 125 - 250^\circ\text{C}). \quad (31)$$

В низкотемпературных (ниже $140-150^\circ\text{C}$) малodeбитных системах количество

растворенного кремнезема в воде определяется растворимостью халцедона

$$t = \frac{1051,1}{4,655 - \log \text{SiO}_2} - 273,15, \quad (32)$$

где концентрация SiO_2 указана в мг/л.

Указанные равновесия не характерны, как отметил Т.Пачес [Paces, 1975], для углекислых вод, в которых содержание кремнезема контролируется равновесием не столько с твердыми фазами SiO_2 (кварц, халцедон), сколько с алюмосиликатами.

Рассчитанная по Si-геотермометру температура прогнозирует ее величину в наиболее глубоких частях гидротермальных систем. По представлению Г. Бёдварссона [Böðvarsson, 1960, 1961], это циркуляционные системы инфильтрационных вод, нагреваемых региональным фоновым геотермическим потоком в ходе конвекционного цикла, глубина которого, называемая базовой глубиной гидротермальной системы, предполагается не превышающей 2—3 км. Таким образом, расчетные значения температуры будут отвечать базовой глубине, т.е. характеризовать базовую температуру. Такая модель полностью приложима к артезианским бассейнам термальных вод, но она не является универсальной. Например, в тектонически мобильных областях земной коры, и прежде всего в районах современного вулканизма, условия теплового питания гидротерм могут быть принципиально иными: здесь такие флюиды могут нагреваться не только региональным кондуктивным тепловым потоком, но и поступающими из глубины теплоносителями (магмой или высокотемпературным глубинным флюидом). В таком случае расчетные температуры характеризуют уровень, на котором глубинный теплоноситель оказывает воздействие на циркулирующие в верхних горизонтах коры подземные воды. По опыту разбуривания систем такого рода в Исландии, на Камчатке и в других вулканических районах мира известно, что температуры, отвечающие расчетным, часто фиксируются уже в пределах верхних 1—2 км, а иногда первых сотен метров разреза.

В предыдущем разделе показано, что на территории Монголии распространены азотные и углекислые минеральные воды (см. рис. 30, табл. 6—8). Но присутствие CO_2 , как уже было отмечено, создает особые условия перехода кремнезема в раствор, поэтому оценка глубинных Si-температур углекислых вод не производилась. Для определения таких температур можно воспользоваться данными химических анализов по 28 азотным термопроявлениям (табл. 9). Все эти источники имеют температуру ниже точки кипения и, следовательно, концентрация кремнезема в водах должна контролироваться растворимостью халцедона. Расчет Si-температур в этих источниках производился по формуле (3), результаты сведены в табл. 9.

По геологическим данным [Тектоника... 1974] Северо-Хангайская зона распространения азотных терм распадается на три разновозрастных и разнотипных участка: 1) Западно-Хангайский протерозойский блок (А); 2) Центральнo-Хангайский блок (Б) герцинских пород, затронутых кайнозойской вулканотектонической активизацией, проявившейся в излиянии щелочных базальтов вдоль меридиональной полосы хубсугульского простирания; 3) Южно-Хангайский блок (В) герцинид, в котором эта активизация выражена в излияниях базальтов вдоль широтной полосы, выходящей далеко за пределы главной меридиональной области распространения кайнозойских вулканитов.

Мы сравнили между собой средние значения расчетных температур в источниках каждого блока. При анализе однородности этих выборок с использованием непараметрического критерия Краскла-Уэллеса [Статистические методы..., 1973] выяснилось, что различия средних расчетных температур в этих блоках с достоверной вероятностью 95% статистически незначительны. Это

Таблица 9

Прогнозные глубинные температуры терминальных вод Монголии

№ на рис. 32	Название источника	T _{пов.} , °C	SiO ₂ , мг/л	T _{расч.} , °C
Прихубсугулье (R ₃ —ε)				
1*	Булная	47	73,6	104
А. Западно-Хангайский протерозойский блок				
2	Улан-Халгайн-Аршан	41	23,1	46
3	Богдо-Ула-Аршан	53	70,7	102
4	Ходжулин, родник 204	44	44,8	77
5	Ходжулин	35	56,9	89
6	Зартын-Халун-Аршан	38	59,6	82
7	Тоин-Хунджилин-Халун-Аршан	50	35,4	65
Среднее значение $\bar{T}_A$				78,5
Б. Центральнo-Хангайский блок герцинид				
8*	Чулуту	44	78,1	107
9	Куйтын-Аршан	12	96,1	120
10	Боршан-Аршан	50	47,6	80
11*	Халун-Усу-Аршан	86	69,5	100
12*	Шибурту-Аршан	63	87,7	114
13	Цэнхэрийн-Халун-Аршан	65—90	46,7	79
14*	Цаган-Сумэин-Аршан	69	65,8	97
15*	Худжиртэ-Аршан	42	107,8	128
16*	Хульджи-Аршан	51	60,1	92
Среднее значение $\bar{T}_B$				101,9
В. Южно-Хангайский блок герцинид				
17	Цохот-Аршан	23	42,0	74
18	Урготуйн-Аршан	42	22,0	44
19	Ухугин-Аршан	56	30,8	59
20*	Нарин-Аршан	59	56,1	88
21*	Шаргалжут	90	71,1	102
22*	Тацаин-Аршан	53	58,1	90
23	Гатрууны-Халун-Аршан	36	54,1	87
24*	Хэрмэтуин-Халун-Усу-Аршан	53	72,1	103
25*	Эмту-Халун-Усу-Аршан	54	86,5	114
Среднее значение $\bar{T}_B$				84,6
Среднее значение по Хангайской зоне				88,3
Западно-Хэнтэйский блок (PZ ₃)				
26	Иуругин-Халун-Аршан	43,4	61,1	93
27	Ходхоний-Аршан	15,7	30,0	58
28	Аршан-Халун-Усу	70	72,1	103
Среднее значение $\bar{T}$				89,5
Общее среднее $\bar{T}_\Sigma$				89,5
Среднеквадратичное отклонение S_Σ				21,2
Точность оценки среднего				
$\pm \frac{1,96 \cdot S}{\sqrt{n}}$				7,8

* Пробы отобраны отрядом ГИН АН СССР.

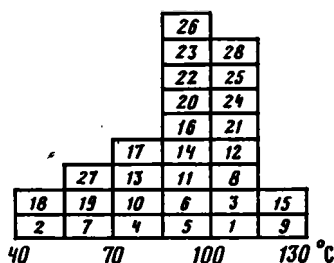
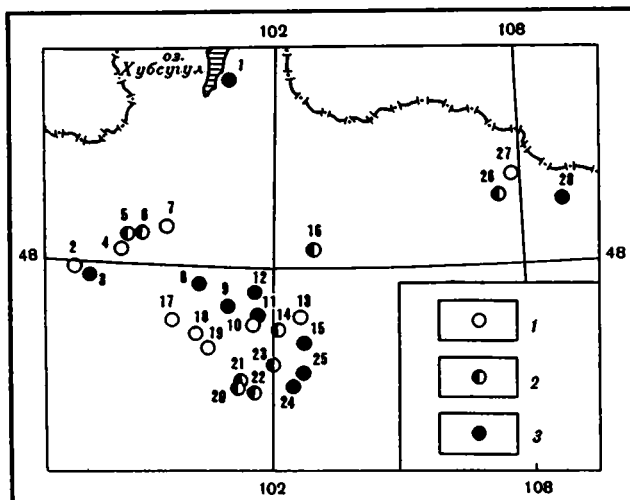


Рис. 31. Гистограмма распределения T_{SiO_2} . Здесь и на рис. 32 номера источников см. в табл. 9

Рис. 32. Схема прогнозных глубинных Si-температур термальных вод Монголии

1—3 — расчетные температуры, °C: < 82 (1), 82—97 (2), >97 (3)



указывает на однородность сравниваемых выборок по величине $\bar{T}_{расч}$ и приводит к выводу о сходстве глубинных геотермических условий в разновозрастных блоках. Следует, однако, иметь в виду, что вывод об однородности частных выборок всегда является условным и при увеличении объема любой из них может измениться.

Параметры частных и общей выборок приведены в табл. 9, а гистограмма распределения индивидуальных значений Si-температуры — на рис. 31. Форма гистограммы также отражает однородность общей выборки. Все 28 частных значений $T_{расч}$ лежат в пределах $\bar{T}_{расч} \pm 3S$, в которых должны находиться 99% объема генеральной совокупности, а 26 — в пределах $\bar{T}_{расч} \pm 2S$.

В пространственном распределении оценок Si-температуры азотных терм на территории МНР явной закономерности нет (рис. 32). Вместе с тем эти оценки позволяют сделать некоторые заключения о глубине формирования термальных вод, разгружающихся в том или ином источнике. Для этого нужно воспользоваться результатами прямых геотермических измерений, описанными в гл. 3. По этим данным, величина геотермического градиента в районе Худжиртэ Хангайской зоны составляет 22 мК/м. Предполагая универсальность этой величины для всей зоны и исходя из полученных оценок $T_{расч}$, можно оценить базовую глубину циркуляции в системах азотных терм.

При полном соответствии условий их формирования модели Бёдварссона (т.е. при нагреве их только региональным геотермическим полем, без дополнительных локальных тепловых источников) эта глубина должна составлять 3,7—4,4 км в тех случаях, когда

$$T_{расч} = \bar{T}_{расч} \pm 1,96S / \sqrt{n}.$$

В девяти случаях, когда $T_{расч} < \bar{T}_{расч} - 1,96S/\sqrt{n}$, она оказывается меньше, причем минимальная оценка (для источника Урготуйн-Аршан) глубина равна 2 км. Но в 11 случаях, когда $T_{расч} > \bar{T}_{расч} + 1,96S/\sqrt{n}$, она больше 4,4 км. Такая глубина корней инфильтрационной гидротермальной системы кажется завышенной. Не исключено, что система получает дополнительное тепловое питание от локальных источников — молодых магматических тел. Пространственно очаги разгрузки этих систем (они отмечены цифрой 3 на рис. 32) находятся в районах четвертичного щелочного вулканизма в Прихубсугулье и на Северном Хангае, а также в области позднепалеозойского известково-щелочного вулканизма западного склона Хэтнэ, так что такое предположение правдоподобно. Подтверждением этого, по-

видимому, могут служить и повышенные значения изотопного состава He, определенные в двух источниках последней группы: $^3\text{He}/^4\text{He}=46 \cdot 10^{-8}$ (Булнай); $^3\text{He}/^4\text{He}=26 \cdot 10^{-8}$ (Халун-Усу). Это связано, вероятно, с кайнозойской рифтовой активизацией Хубсугульской зоны, обусловившей и относительно высокие температуры в коре этого региона. Но для однозначного решения вопроса данных пока недостаточно. В то же время следует иметь в виду, что системы с дополнительным тепловым питанием не отвечают модели Бёдварссона и полученные для них оценки Si-температуры непригодны для определения их базовой глубины. Поэтому выявление таких систем среди рассмотренных в табл. 9 заставит изменить оценки средней базовой глубины циркуляции азотных терм в сторону ее уменьшения.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГЕЛИЯ В ГАЗАХ ИСТОЧНИКОВ

Известно, что изотопный состав He подземных флюидов меняется в процессе становления и эволюции земной коры. Изучение этого состава в спонтанно выделяющихся газах термоминеральных источников, разгружающихся в разных районах страны, может наряду с другими методами уточнить геологическое и тектоническое строение этих районов. Например, такие исследования позволяют обнаружить в зрелой, более или менее древней континентальной коре участки позднейшей вулкано-плутонической активизации, выражающейся в дополнительном привносе мантийного He, т.е. в аномальном повышении изотопно-гелиевого отношения [Поляк, 1984].

Другой важнейшей особенностью изотопно-гелиевых данных является возможность получения с их помощью информации о тепловом режиме недр [Поляк и др., 1979; Поляк, 1988]. Это и послужило причиной включения таких работ в программу наших геотермических исследований. При этом имелось в виду прослеживание с помощью изотопно-гелиевого отношения на территории МНР аномалий мантийного He, выявленных в Байкальской и Тункинской впадинах [Ломоносов и др., 1976], а также оценка теплового потока в неразбуренных районах.

Основными процессами, формирующими изотопный состав земного He являются следующие [Мамырин, Толстихин, 1981]: 1) захват Землей на стадии аккреции первичного He с отношением $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 3 \cdot 10^{-4}$; 2) непрерывная генерация в веществе планеты радиогенного He с отношением $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 10^{-8}$ вследствие радиоактивного распада U и Th и инициируемых этим процессом ядерных реакций; 3) дегазация Земли; 4) диссипация He из атмосферы в космическое пространство, приводящая к невосполнимой потере Землей первичного He.

Одновременное осуществление трех последних процессов и дифференциация мантии с выделением коры приводят к разнообразию изотопного состава He в разных геосферах.

Установлено, что изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в различных горных породах и минералах, в природных газах и водах варьирует в широких пределах 10^{-6} — 10^{-5} [Мамырин, Толстихин, 1981]. Большинство минералов не способно удерживать содержащийся или возникающий в них He. Находящийся в породах He легко улетучивается из них и постоянно переходит в состав свободно циркулирующих подземных флюидов, где происходит естественное осреднение его изотопного состава.

Региональные исследования [Якуцени и др., 1971; Polak et al., 1976; Матвеева и др., 1978] показали, что величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах является устойчивой региональной меткой: она практически одинакова в пределах одного региона во флюидах разного типа (газах горячих и холодных минеральных источников, пластовых водах, углеводородных залежах, эманациях грязевых вулканов), но существенно различается в разных регионах, отражая их тек-

Таблица 10

Результаты изотопного анализа газов из источников МНР

№ на рис. 33	Название источника	T, °C	He, об. %	$^3\text{He}/^4\text{He} \times 10^{-8}$	Преобладающий компонент газового состава	Тепловой поток, МВт/м ²
1	Улхэн-Аршан	7	0,014	>290		77
2	Булнай	47	0,574	46		64
3	Билютыйн-Булак	5	0,018	77	N ₂	68
4	Ходжулин-Халун-Аршан	35	0,240	11	N ₂	54
5	Чулуту-Аршан	44	0,970	12	N ₂	55
6	Халун-Усу-Аршан	80	0,549	26	N ₂	60
7	Худжиртэ-Халун-Усу-Аршан	44	0,722	13	N ₂	55
8	Яргач-Булак	1	0,024	30	N ₂	61
9	Урта-Аршан	4	<0,003	190	CO ₂	74
10	Дундын-Амралт-Аршан	10	0,237	13	N ₂	55
11	Оргил-Аршан	2	0,002	110	CO ₂	70

тоническую специфику. Установлено [Поляк, 1984, 1988], что эта величина варьирует в зависимости от возраста гранитно-метаморфического слоя или от времени позднейшего магматизма. Минимальные значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He} \approx 10^{-8}$, характерные для древних стабильных платформ, соответствуют чисто радиогенному He, образующемуся в земной коре. Максимальные величины отношения ($\sim 10^{-5}$), определенные в газах современных мобильных тектонических поясов, отражают примесь первичного He, сохранившегося в подкоровых областях, и являются прямым вещественным индикатором современной разгрузки тепломассопотока из мантии в земную кору. Промежуточные значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ отражают либо постепенное стирание исходной изотопно-гелиевой метки мантийного вещества, вошедшего в состав коры, либо контаминацию корового He дополнительной порцией мантийных дериватов при повторной тектоно-магматической активизации.

Рассмотрим вариации изотопно-гелиевого отношения на территории Монголии. В настоящее время изотопный состав He определен здесь в 11 термоминеральных источниках (табл. 10, рис. 33). Анализ этих данных показал, что концентрация и изотопный состав He в спонтанных газах аршанов варьируют в широких пределах: содержание He составляет 20—1000 ppm, а значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ различаются почти в 30 раз. Величины этих параметров обратно пропорциональны, что ясно говорит о коровой природе повышенных концентраций He.

Максимальное отношение $^3\text{He}/^4\text{He} = 290 \cdot 10^{-8}$ установлено в источнике Улхэн (см. табл. 10, рис. 33), расположенном южнее оз. Хубсугул. Эта величина гораздо больше фоновой для докембрийской коры, слагающей данный блок, и прямо указывает на присутствие в исследованном газе значительной примеси мантийного гелия. Несколько ниже, но также много выше фоновой для докембрийской коры величина изотопно-гелиевого отношения в источниках Булнай и Билютыйн-Булак (см. рис. 33), разгружающихся непосредственно в рифтовой впадине оз. Хубсугул, являющейся выражением Байкальской рифтовой зоны на территории Монголии. Но в соседнем звене той же зоны — Тункинской впадине, лежащей уже на территории СССР, — значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах снова увеличивается, достигая на востоке впадины мантийного значения $\sim 10^{-5}$ [Ломоносов и др., 1976]. Такая пестрота величин изотопно-гелиевого отношения

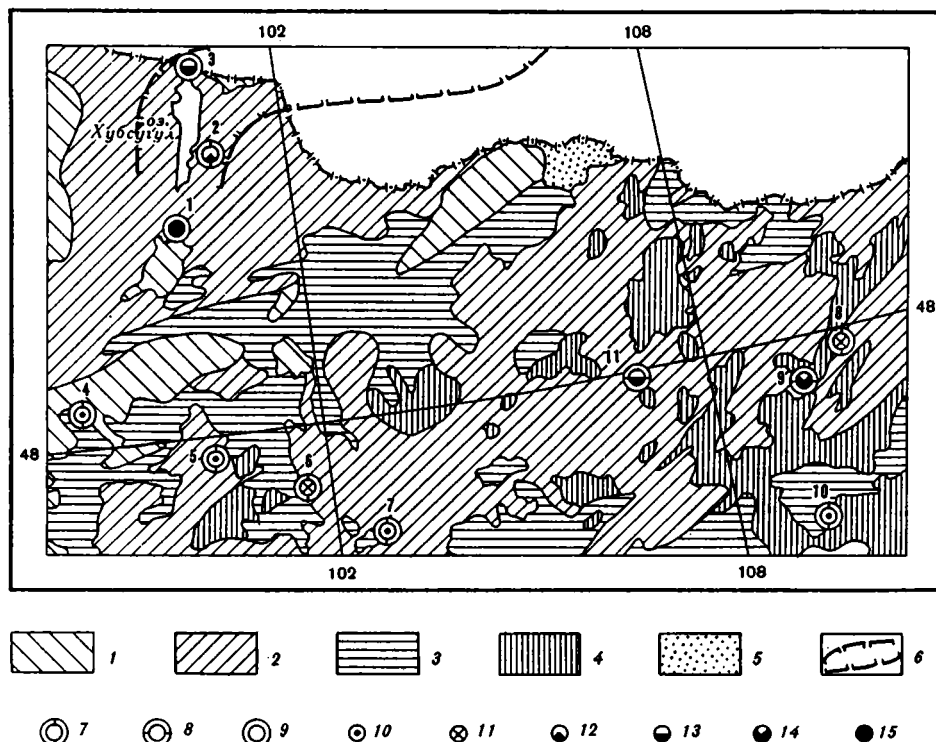


Рис. 3. Изотопный состав He в подземных флюидах Монголии

1 — фрагменты раннепротерозойской коры по Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1:5 000 000, 1980г.; 2, 3 — участки разновозрастных кор, сформировавшихся к началу девона (2), в середине карбона (3); 4, 5 — магматогенные комплексы — показатели становления континентальной коры в середине триаса (4), в конце мела—начале палеогена (5); 6 — границы кайнозойского рифта; 7—9 — тип минерального источника по газовому составу: азотный (7), углекислый (8), не определен (9); 10—15 — величина отношений $^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-8}$: < 16 (10), 16—35 (11), 35—70 (12), 70—140 (13), 140—280 (14), > 280 (15). Номера источников см. табл. 10

вдоль простираения рифтовой зоны, превышающих, однако, фоновый уровень для разновозрастной коры, не затронутой рифтогенезом, типична не только для Байкальского, но и для Африкано-Аравийского континентального рифтов [Поляк, 1988].

Южнее Улхэна, в азотных термах северного Хангая, величина отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в глазах термоминеральных источников резко снижается до $(11-13) \cdot 10^{-8}$. Такие значения вообще свойственны позднепалеозойской коре, слагающей это горное сооружение. Поэтому создается впечатление о замыкании или вырождении в районе Болнайского разлома Байкальской рифтовой зоны, трассируемой аномально высокими значениями $^3\text{He}/^4\text{He}$. Аналогичный вывод был сделан по данным теплового потока (см. следующую главу). Хотя этот район испытал позднейшую тектоно-магматическую активизацию, проявлением которой служат спорадически встречающиеся здесь маломощные поля неоген-четвертичных базальтов, в изотопном составе He это практически незаметно (видимо, масштабы дополнительного привноса в кору мантийного вещества в эту эпоху были невелики). Пока единственным признаком этой активизации является несколько повышенное для позднепалеозойской коры отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($26 \cdot 10^{-8}$) в газах аршана Халун-Усу. Для окончательных выводов такого рода необходимо изучение изотопного состава в других источниках как северного так и южного склонов Хангая.

В изученных источниках северо-восточной Монголии изотопно-гелиевое отношение в целом выше, чем в хангайских. Эти источники находятся в Керуленской тектонической зоне, где в ранне-и позднепалеозойской коре широко развиты фрагменты мезозойских вулкано-плутонических образований. Повышенное для палеозойской коры значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($30 \cdot 10^{-8}$) в источнике Яргач-Булак сформировалось, очевидно, в результате смешения He этой коры с мантийным He во время позднеюрско-раннемелового цикла тектогенеза или даже более позднего. Подобная картина наблюдается и в Советском Забайкалье [Прасолов и др., 1984]. Еще большие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в Оргил-Аршане ($110 \cdot 10^{-8}$) и тем более в Урта-Аршане ($190 \cdot 10^{-8}$), намного превышающие среднюю величину изотопно-гелиевого отношения (для коры позднепалеозойского возраста [Поляк, 1988] она составляет $(36,2 \pm 24,6) \cdot 10^{-8}$), могут быть связаны с проявлениями только более молодого, чем позднемезозойский, магматизма. Отсюда следует, что дополнительное количество ^3He в кору этого блока было привнесено во время кайнозойской тектоно-магматической активизации, не проявившейся на поверхности в виде вулканизма.

При изучении вариаций изотопного отношения в различных типах термоминеральных источников обращает на себя внимание тот факт, что максимальные его значения зафиксированы в углекислых источниках, отличающихся наименьшим общим содержанием He ($<0,001-0,26$ об. %). Азотные термы содержат до 0,97 об. % He и отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в них ниже (см. табл. 10). Характерно, что и в Восточной Монголии источник Дундын-Амралт с наименьшей величиной $^3\text{He}/^4\text{He}$ ($13 \cdot 10^{-8}$) по общему газовому составу относится к азотному типу.

Региональные вариации значений отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в земных газах совпадают с вариациями теплового потока q_{He} . Установленная [Поляк и др., 1979] эмпирическая зависимость между этими параметрами аппроксимируется следующим уравнением:

$$q_{\text{He}} [\text{мВт}/\text{м}^2] = 6,94 \ln^3 \text{He} / ^4\text{He} + 165,1. \quad (33)$$

Наличие этой связи позволяет по величине изотопно-гелиевого отношения в газовой фазе аршанов получить оценки теплового потока. Этот метод приобретает особенно важное значение для таких регионов, как Монголия, которая отличается большим количеством термоминеральных источников и невозможностью провести прямые геотермические измерения из-за отсутствия скважин. Наши исследования ряда аршанов позволили уточнить и расширить представления о тепловом режиме Прихубсугуля и Хангая.

В пунктах изотопно-гелиевого опробования (см. рис. 21, 33) по формуле (33) были рассчитаны величины теплового потока, а в нескольких точках значения были получены непосредственным измерением в скважинах (табл. 11). Это дало возможность сравнить между собой фоновый кондуктивный теплоток q_T , наблюдаемый в районе изотопно-гелиевых исследований, с q_{He} (табл. 11). Предварительно в наблюдаемые значения теплового потока были введены поправки за рельеф, контрастную теплопроводность и вертикальную фильтрацию подземных вод в скважинах. Как видно из табл. 11, в двух случаях мы имеем заметные расхождения теплового потока, полученного по результатам геотермических измерений в скважинах (q_T) и оцененного по отношению $^3\text{He}/^4\text{He}$ (q_{He}). В качестве одной из возможных причин такого расхождения можно указать влияние нестационарных процессов на измеряемый тепловой поток. К ним относятся: неотектоническое воздымание, эрозия, образование надвигов, глубокая фильтрация подземных вод. Эти факторы, искажая измеряемый тепловой поток, никак не влияют на изотопный состав He, что позволяет получать не искаженные приповерхностными возмущениями значения q_{He} .

Для количественного сравнения выборок q_T и q_{He} у нас недостаточно данных.

Таблица 11

Сравнение данных теплового потока по температурным измерениям
и изотопно-гелиевым оценкам, мВт/м²

Объект	Координаты		q_T	$q_{\text{He}} / {}^4\text{He}$
	с.ш.	в.д.		
Ундур-Цаган	47°52'	110°10'	74	—
Яргач	47 50	110 06	—	61
Буринхан	49 46	99 56	78	—
Улхэн	50 04	100 03	—	77
Боро-Ундур	46 16	109 15	71	—
Дундын-Амралт	46 11	109 21	—	55

Однако доказанная значимая корреляция q_T и q_{He} для глобальной выборки [Поляк и др., 1979] дает нам основание для использования q_{He} при региональных сопоставлениях геотермических данных в МНР.

Проведенный комплекс гидрохимических исследований, включавший химический анализ подземных вод, общий и изотопный анализы спонтанно выделяющихся газов, показал их высокую информативность и важность при исследовании теплового режима недр Монголии. Так, газовая зональность минеральных вод хорошо согласуется с геолого-структурным районированием территории. Это дает дополнительные сведения об особенностях геологического строения и разломной тектоники. Расчет глубинных температур по содержанию растворенного кремнезема и некоторых других компонентов в поверхностных термопроявлениях позволяет оценить температуру в недрах гидротермальных систем на основе экспериментальных данных о растворимости различных веществ и сделать прогноз глубины формирования термальных вод в отдельных источниках. Этот метод ускоряет и удешевляет поиск геотермальных ресурсов. Знание изотопно-гелиевого отношения в отдельных аршанах дает информацию для вычисления теплового потока, что особенно важно для районов, недоступных прямым геотермическим измерениям.

Не менее важны и практические аспекты проведенных гидрохимических исследований. Они помогут оценить возможности использования гидротерм для энергетики, теплоснабжения, бальнеологии и хозяйственных нужд во многих районах Монголии, удаленных от промышленных и топливно-добывающих центров.

ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ МОНГОЛИИ

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА
И ЕГО СВЯЗЬ С ТЕКТОНИЧЕСКИМ РАЗВИТИЕМ РЕГИОНОВ

Значения глубинного теплового потока получены с учетом поправок на влияние рельефа, контрастной теплопроводности и вертикальной фильтрации подземных вод в скважинах. Тепловой поток изменяется в широких пределах: от 16—20 мВт/м² в Южно-Монгольском поясе герцинид до 90—120 мВт/м² в глубоководной части оз.Хубсугул. Мы выделяем три типа регионального распределения теплового потока: 1) узкая линейная положительная аномалия, связанная с Хубсугульской частью Байкальской рифтовой зоны; 2) область закономерно изменяющегося теплотока в зависимости от времени последней тектоно-магматической активизации в Центральной Монголии; 3) зона аномально низкого теплового потока в Южно-Монгольском герцинском поясе (рис. 34).

В Прихубсугулье высокие значения теплового потока приурочены к оси оз.Хубсугул (более 90 мВт/м²). При удалении от оси к западу и востоку на 15 км величины теплового потока падают до 55—60 мВт/м², т.е. градиент убывания теплового потока по латерали составляет 2 мВт/(м²·км), что говорит о локальности аномальной зоны. Подобное распределение теплового потока наблюдается в Байкальской впадине, где значения по оси оз.Байкал и на побережье различаются в 2 раза [Голубев, 1982]. Это можно объяснить как перераспределением глубинного тепла подземными водами, так и внедрением разогретой дайки в земную кору Байкальской впадины примерно 4—5 млн лет назад [Голубев, 1982; Зорин, Лепина, 1984]. Узколинейный подъем разогретого мантийного вещества, вероятно, произошел и под Хубсугулом, что подтверждается геотермическими и изотопно-геохимическими данными (табл. 12, источник Улхэн).

Континентальный рифтогенез в Прихубсугулье начался в плиоцене и, судя по возрасту щелочных базальтов, изливавшихся на восточном берегу оз.Хубсугул [Мезозойская..., 1975], продолжается до настоящего времени. Байкальско-Хубсугульская рифтовая зона имеет периклинальное погружение в районе излучины р.Эгийн-Гол и не прослеживается в геотермическом поле южнее Болнайского шва. Однако в Центральном Хангае известны кайнозойские вулканы Хануй, Тарят, Дзара-Толгойт, а также обширные поля базальтоидов [Девяткин и др., 1973]. Большой объем кайнозойских базальтов приурочен к широтной зоне Северо-Хангайских разломов [Генштафт, Салтыковский, 1979], игравших важную роль в размещении магматических образований более ранних этапов развития Монголии. Кайнозойский рифтогенез вызвал активизацию этих зон на значительные расстояния в стороны от главной вулканической области [Основные..., 1984]. Северо-Хангайскую зону разломов можно ассоциировать с современными поперечными, или трансформными, разломами океана. В этом случае отрезок этой зоны между 100-м и 102-м в.д. является активной частью трансформного разлома, лежащего между осями рифта. На севере Хубсугульская геотермическая аномалия сочетается с узкой полосой повышенного теплового потока Тункинской и Байкальской впадин [Дучков и др., 1982].

Возникновение в кайнозое рифтовых структур на древней континентальной коре с позиции тектоники плит объясняется коллизией Индостанской и Евразийской плит [Molnar, Tarponier, 1975]. Основные формы рельефа Центральной Азии: протяженные субширотные хребты Тянь-Шань, Наньшань и Лунгменшань образовались в местах мощных сдвиговых и надвиговых деформаций, сокращения площади и утолщения коры. Одновременно происходило образование нормальных сбросов с расширением коры, таких, как система рифтовых впадин Байкальской

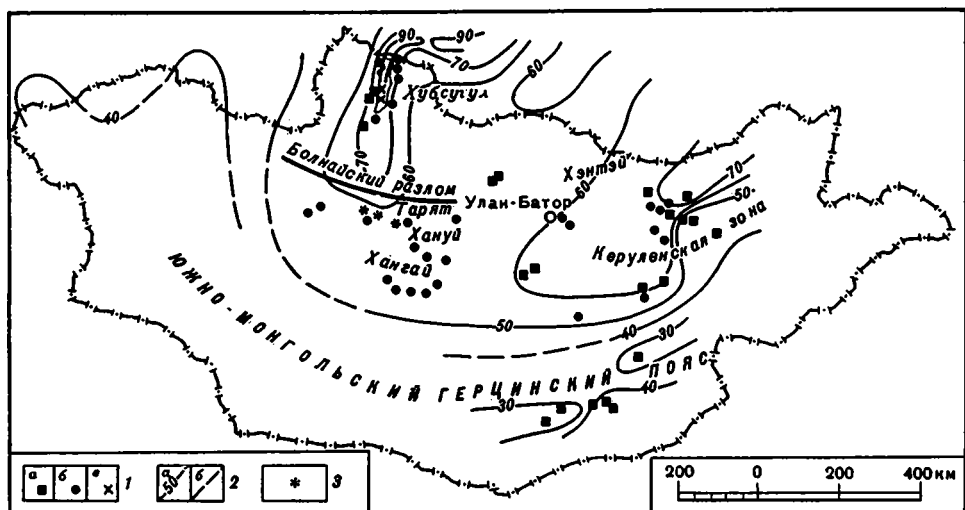


Рис. 34. Схема теплового потока МНР

1 — пункты геотермических исследований: а — скважины, б — источники, в которых отбирались пробы спонтанного газа, в — оз. Хубсугул; 2 — изолинии теплового потока, мВт/м²: а — установленные уверенно, б — предполагаемые; 3 — четвертичные вулканы Северного Хангая. Изолинии на сопредельных территориях СССР проведены в соответствии с данными [Дучков и др., 1982]

зоны или грабены Шаньси. Образование ортогональных узких поясов расширения, как правило, сопровождается коллизией плит. Это можно проследить на примере Рейнского грабена относительно Альп или грабенов Раф-Крик — Кентукки относительно Южных Аппалач [Основные..., 1984].

Таким образом, Хубсугульскую впадину можно отнести к рифтовой зоне и обсуждать для нее тепловую модель внедрения "большой дайки", как это сделано для Байкальской впадины и Провинции бассейнов и хребтов [Зорин, Лепина, 1984].

Второй тип регионального распределения теплового потока наблюдается в Центральной Монголии, включавшей изученные нами Хангай-Хэнтийскую и Керуленскую зоны. Это сложнопостроенные мозаичные области, в которых встречаются участки с разновозрастной континентальной корой, сформировавшейся в основном автохтонным способом [Тектоника..., 1980]. Автохтонный механизм преобразования коры присущ мозаичным геосинклинальным поясам, где зависимость теплового потока от возраста тектонической перестройки установлена уверенно [Hamza, Verma, 1969; Chapman, Furlong, 1977]. Однако если превалирует структурная перестройка, а вещественные преобразования лишь подчинены ей, то происходит искажение геотермического поля. Оно уже не отвечает "модели остывания тела", а подчиняется другой модели, которая со временем приводит к большим расхождениям значений теплового потока с моделью "остывания". Во всех областях с преимущественно аллохтонным механизмом преобразования коры отмечаются пониженные значения теплового потока, не соответствующие тепловому потоку с тем же "временем включения источника", но для областей автохтонного преобразования. К областям с аллохтонным механизмом формирования коры относятся системы глубоководных желобов и островных дуг, а также древние аналоги — линейные геосинклинальные пояса [Руженцев, 1976]. Следовательно, данные теплового потока, относящиеся к разновозрастным структурам, различающимся по механизму их формирования, нельзя считать однородными. Их следует анализировать независимо и учитывать ту геотектоническую обстановку, которую они отражают. Если же проигнорировать это правило, то можно прийти к необоснованным заключениям об отсутствии вообще связи теп-

Таблица 12

Измерения теплового потока в МНР

Возраст	Метод определения		Координаты		Абсолютная высота, м
	в скважинах (кол-во)	по источникам	с.ш.	в.д.	
Прихубсугулье					
Буринхан, R	4		49°46'	99°56'	1670
Ардаг, R	1		50 41	100 13	1830
Улхэн, R		+	50 04	100 03	1590
Булнай, R		+	50 46	100 48	1740
Билүтийн, PR ₃		+	51 37	100 36	1700
Центральная Монголия					
Ходжулин, D ₁		+	48 20	98 22	1940
Чулуту, D ₁		+	47 45	100 15	2200
Халун-Усу, D ₁		+	47 24	101 36	1790
Худжиртэ, P ₁		+	46 54	102 46	1650
Шанд, P ₁	2		48 46	104 13	1110
Эрдэнэтуин-Обо ^{***} , P ₁	1		49 00	104 10	1300
Их-Хайрхан ^{***} , J ₂	4		46 55	106 00	1400
Оргил, C ₁			47 54	106 56	1280
Яргач, J ₂		+	47 50	110 06	1452
Урта, J ₂		+	47 33	109 24	1390
Нарингуйн-Гол, J ₂	2		48 19	109 40	1495
Ундур-Цаган, J ₂	3		47 52	110 10	1480
Дунд-булак, J ₂	2		48 14	111 12	1148
Дэльгэрхан, P ₁	2		47 45	111 17	1168
Бэрх, T	1		47 48	111 11	1157
Дзан-Ширэ, P ₁	3		47 14	111 36	1265
Боро-Ундур, K ₂	5		46 16	109 15	1313
Цаган-Элигени, K ₂	1		46 20	110 10	1295
Дундын-Амралт, K ₂		+	46 11	109 21	1255
Южная Монголия					
Таван-Толгойт, C ₃ -P ₁	6		43 36	105 26	1520
Их-Шэнхай, C ₃ -P ₁	2		43 38	105 59	1680
Цаган-Субурга, C ₃ -P ₁	3		43 51	108 23	985
Шутэн, C ₃ -P ₁	3		43 59	107 43	1135
Оюут, C ₃ -P ₁	1		44 53	109 28	1100

Анализы изотопии гелия выполнены во ВНИГРИ Э.М. Прасоловым,

*В числителе указано количество измерений, в знаменателе — значения параметра.

**Тепловой поток q (в мВт/м²) рассчитан по формуле $q = 6,9 \ln {}^3\text{He}/{}^4\text{He} + 165,1$.

***По [Шасткевич, Заболотник, 1975].

Интервал исследования, м	Градиент температу- ры*, МК/м	Теплопро- водность*, Вт/(м · К)	$^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-8}$	Тепловой поток, мВ/м ²		
				определенный		
				в скважинах		по источни- кам
				измеренный	исправлен- ный	

Прихубсугулье

20-220	61/20	38/2,90		58	78	
20-180	17/21	-/2,90		61	61	
			290			77**
			46			64
			77			68

Центральная Монголия

			11			54
			12			55
			26			60
			13			55
20-340	30/16	21/2,60		42	42	
10-150	-/14	-/2,84		40	-	
10-170	-/22	-/2,93		65	-	
			110			70
			30			61
			190			74
20-90	14/24	4/2,54		61	61	
20-360	70/25	16/2,85		84	74	
20-100	15/30	12/3,13		94	100	
20-140	20/13	25/2,38		31	31	
20-130	12/25	16/2,03		51	46	
30-190	41/18	25/2,59		47	45	
20-130	42/25	34/3,23		81	71	
40-140	11/34	5/1,84		62	65	
			13			55

Южная Монголия

20-130	46/10	38/1,62		16	16	
20-100	17/12	20/2,76		31	33	
20-180	22/22	15/1,79		38	41	
20-80	18/14	-/2,76		38	44	
20-80	5/14	10/2,02		28	28	

лового потока и возраста тектонических событий. Именно такой вывод был сделан Р. Рао и его соавторами на основании статистической обработки всех известных данных теплового потока на континентах [Rao et al., 1982]. Авторы продемонстрировали, что распределение данных теплового потока в зависимости от тектонического возраста не подчиняется нормальному закону распределения, поэтому нельзя установить строгую статистическую корреляцию между тепловым потоком и возрастом тектонических событий. Эта статья вызвала большой резонанс в геотермии и привела к появлению ответных работ [Sclater et al., 1980, 1981; Morgan, Sass, 1984; Смирнов, 1984], где доказывается, что авторы нарушили главный принцип равновероятного сопоставления данных — принцип однородности. Однако подобный "холодный душ" лишний раз напомнил, что при выделении однородных групп теплового потока нужно руководствоваться не только возрастом формирования земной коры континентов, но и механизмом этого формирования. П. Морган и Дж. Сасс [Morgan, Sass, 1984] считают, что нарушение нормального тренда в зависимости тепловой поток—тектонический возраст континентов объясняется тремя факторами: влиянием эрозии, седиментации и латеральными неоднородностями поверхностной теплогенерации. Причем два первых фактора распространяются по времени на интервал так называемой тепловой релаксации, который может быть рассчитан по формуле

$$\tau(L) = L^2 / 4a,$$

где L — мощность континентальной литосферы; a — температуропроводность. При мощности континентальной литосферы 100—150 км $\tau(L)$ изменяется от 100 до 250 млн лет. На этом основании авторы сделали вывод, что временной интервал осреднения данных теплового потока должен составлять не менее 250 млн лет. При таком способе элиминирования поля происходит фильтрация аномалий и выделение фоновых значений, отвечающих тому или иному интервалу геологической истории. Однако этот прием неприменим для мезозойско-кайнозойской истории развития континентальной литосферы. Этим объясняется большая дисперсия данных теплового потока в мезозойских и особенно в кайнозойских провинциях [Sclater et al., 1980].

По мнению авторов настоящей работы, к этим трем факторам обязательно следует прибавить четвертый — влияние процессов надвигообразования на тепловое поле. Как было нами показано [Хуторской, 1985], мощность аллохтона и время "тепловой релаксации" взаимосвязаны. Если же вспомнить, что аллохтонный механизм преобразования коры обусловлен процессами субдукции, коллизии литосферных блоков, т.е. крупномасштабными надвигами (они сопровождаются образованием шарьяжных структур, которые картируются с поверхности), то можно объяснить аномально низкие значения тепловых потоков в линейных геосинклинальных поясах. Тепловые процессы в подобных структурах нестационарны, но время существования нестационарности в случае перестройки всей коры измеряется первыми сотнями миллионов лет, т.е. захватывает интервал от среднего карбона до наших дней.

Спектр возрастов отдельных блоков коры довольно широк. Например, Идэрская, Дзабханская, Хархинская зоны сложены позднепротерозойской корой, а Ононский грабен и почти весь Южно-Керуленский блок относятся к структурам со средней и позднемезозойской корой [Тектоника..., 1974]. Диапазон изменений возраста континентальной коры растягивается более чем на 800 млн лет, что позволяет проанализировать зависимость между тепловым потоком и возрастом тектогенеза для Центральной Монголии.

В корреляционном анализе участвовало 45 значений теплового потока, определенного в скважинах или по отношению $^3\text{He}/^4\text{He}$, относящихся к 19 различным участкам (табл. 12). На тех участках, где измерения проводились в нескольких скважинах, рассчитывалось среднее по участку. Интервал временного осредне-

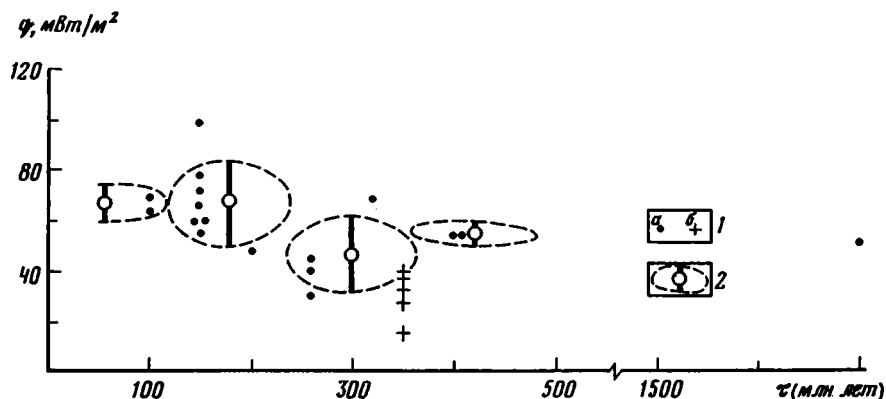


Рис. 35. Связь теплового потока q и возраста тектонических структур τ

1 — значения теплового потока на участках: а — Центральной Монголии, б — Южно-Монгольского пояса; 2 — средние значения и стандартное отклонение теплового потока для интервала временного осреднения

ния данных теплового потока составлял 120 млн лет, что примерно соответствует продолжительности тектонической эпохи. На рис. 35 показано среднее и стандартное отклонения от среднего теплового потока, приписанные середине каждого временного интервала. Для интервала 0—120 млн лет среднее и стандартное отклонения (в мВт/м²) составляют 68 ± 4 (два участка), для интервала 120—240 — 68 ± 16 (восемь участков), для интервала 240—360 — 47 ± 16 (четыре участка) и для возраста коры более 360 млн лет — 56 ± 3 (четыре участка). Заметим, что одна точка, относящаяся к позднепротерозойскому блоку, имеет то же значение теплового потока, что и три точки, лежащие на позднекаледонской коре. Полученное распределение теплового потока не типично для глобально установленной его зависимости от возраста последнего цикла тектоно-магматической активизации [Поляк, Смирнов, 1968; Sclater, Francheteau, 1970]. Как известно, в этой зависимости тепловой поток уменьшается по мере увеличения тектонического возраста, или, как выяснилось впоследствии [Хуторской, 1982б], возраста континентальной коры. В полученной зависимости минимум теплового потока относится к структурам с позднепалеозойской корой. Если проигнорировать этот результат, то в остальном данные подчиняются глобальной закономерности, даже более того: средние значения теплового потока для Центральной Монголии совпадают со статистически рассчитанным потоком для структур соответствующего возраста по глобальной выборке [Смирнов, 1980]. Но мы не имеем права не проанализировать полученный результат, во-первых, потому, что статистическая проверка различий средних в выборках для интервалов 120—240 и 240—360 млн. лет, проведенная с помощью критерия Стьюдента, показала их значимое различие, во-вторых, потому, что этот результат получен для участков, находящихся в различных структурно-формационных зонах, отстоящих друг от друга более чем на 500 км, т.е. исключается влияние локально проявляющего фактора, а в-третьих, подобный феномен известен для других структур с позднепалеозойской корой (Южный Урал, Аппалачи, Салаир, Южно-Монгольский пояс). Но в отличие от Центральной Монголии — мозаичной геосинклинальной области — перечисленные регионы относятся к линейным поясам, для которых установлен преимущественно аллохтонный механизм формирования коры [Тектоника..., 1980]. Процесс тектонического сдвигания, "сдвигания" первичной коры, образования надвигов, характерный для аллохтонного механизма, приводит к нестационарному искажению теплового поля, время действия которого зависит от суммарной мощности аллохтонных пластин, перемещенных во время формиро-

вания коры [Хуторской, 1985]. Очевидно, блоки позднепалеозойской коры Центральной Монголии также сформированы аллохтонным способом.

Обсуждая эту модель, необходимо назвать и другие процессы, вызывающие понижение теплового потока, например эндотермическое влияние метаморфизма или тепломассоперенос в зоне активного водообмена. Рассмотрение модели "надвигов" как причины понижения теплового потока объясняется тем, что на данном этапе изученности эта модель больше других подтверждается независимыми геологическими наблюдениями и палеотектоническими реконструкциями, свидетельствующими, что поздний палеозой явился временем мощной структурной перестройки коры на всей территории МНР [Коваленко и др., 1983; Зоненшайн, 1972].

Распределение теплового потока в Центральной Монголии связано со структурно-вещественной перестройкой "первичной" континентальной коры, происходившей как за счет внедрения разогретого мантийного материала в кору и последующего его остывания ($PR-C_2, MZ$), так и за счет надвигания корово-мантийных блоков на одновозрастный автохтон (C_3-P).

Третий тип регионального распределения теплового потока наблюдается в Южно-Монгольском герцинском поясе. На всех изученных участках получены аномально низкие значения тепловых потоков (см. рис. 34, табл. 12). Как уже отмечалось, это характерный признак линейных геосинклинальных поясов [Хуторской, 1985]. Мы объясняем этот феномен влиянием субдукции океанической (или обдукции континентальной) литосферы в момент формирования коры линейного пояса. В Южно-Монгольских герцинидах подобная геодинамическая обстановка подтверждается особенностями вулканизма [Коваленко и др., 1983]. Вещественным результатом процесса субдукции явились известково-щелочные вулканы ранне- и среднекаменноугольного возраста с типичной для краевых вулканических поясов петрохимической зональностью. Толщина субдуцирующей плиты (или суммарная мощность субдуцирующих расщепленных пластин) должна превышать 50 км. В этом случае в современном тепловом потоке будет проявляться минимум, связанный с позднепалеозойской структурной перестройкой.

Термическая эволюция литосферы Северного и Южного мегаблоков Монголии протекала по-разному. В Северном мегаблоке происходила деструкция прото-континентальной коры, вызванная многократными ($C_1-C_2, C_3-P_1, P_2-T_1, K_{1-2}$) внедрениями разогретого мантийного вещества в узкие рифтоподобные зоны и его остыванием. При этом энергия доставлялась к поверхности конвективными и кондуктивными путями. Конвективный тепломассоперенос вызвал непродолжительное пиковое повышение суммарного теплопотока в зонах деструкции (пример подобного рода мы видим в Хубсугульской зоне), а кондуктивный теплопоток медленно снижался по мере кристаллизации и остывания внедрившегося в литосферу расплавленного мантийного вещества.

Таким образом, глубинный тепловой поток отражает крупные структурно-вещественные перестройки литосферы Монголии, происходившие с позднего палеозоя.

РАДИОГЕННАЯ ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ В ТЕРМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ ЛИТОСФЕРЫ

Термический режим литосферы континентов и океанов контролируется балансом между подачей тепла к ее основанию, теплогенерацией и (или) поглощением тепла внутри нее и потерями энергии через ее верхнюю поверхность.

Основными теплогенерирующими процессами внутри литосферы являются радиоактивный распад, экзотермические химические реакции, фазовые переходы (кристаллизация) и фрикционное тепло. Эти факторы перечислены в порядке

убывания их количественного вклада в тепловой баланс [Поляк и др., 1972; Сорохтин, 1977; Lachenbruch, Sass, 1977; и др.].

В термических моделях принято разделять литосферу на три субгоризонтальных слоя, или зоны, которые могут частично совпадать или перекрываться во времени и в пространстве. В верхней, близповерхностной зоне мощностью порядка первых километров температура и тепловой поток могут быть сильно искажены близповерхностными процессами, которые необходимо учитывать при измерениях геотермических параметров в скважинах. Термическая структура в средней внутренней зоне контролируется тепловыми свойствами литосферы, которые формируют ее квазистационарное поле. Нарушения квазистационарности могут наблюдаться при внутренних деформациях в структуре литосферы и при внедрении магматических расплавов. Нижняя зона — это пограничный слой между литосферой и астеносферой. Латеральные и вертикальные неоднородности этого слоя обуславливают крупномасштабные термические неоднородности всей литосферы. Кроме того, неоднородности геотермического поля связаны с неравномерной теплогенерацией.

В современном тепловом режиме литосферы определяющим является тепло распада долгоживущих изотопов: ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K . Несмотря на низкое кларковое содержание в земной коре, они дают основной энергетический вклад в радиотеплогенерацию, так как энергия их спонтанного распада в 10^3 — 10^4 раз превышает энергию распада других долгоживущих изотопов, например ^{87}Rb , ^{115}In или ^{147}Sm . Радиогенная теплогенерация в общем выше в породах гранитного состава, чем в более мафических разностях. По мере увеличения основности разреза теплогенерация уменьшается. В толеитовых базальтах и ультрабазитах величина удельной теплогенерации в 12—15 раз ниже, чем в гранитоидах, отобранных с поверхности [Смыслов и др., 1979]. Если принять среднюю поверхностную теплогенерацию 2 мВт/м^2 и равномерно ее распределить на 30—40 км мощности земной коры, то получим, что средний континентальный тепловой поток (60 — 80 мВт/м^2) формируется только за счет радиотеплогенерации. Маловероятно, однако, вытекающее отсюда следствие, что континентальный мантийный тепловой поток близок к нулю или даже имеет отрицательные значения. На это указывает также отсутствие "единой" корреляции для всех типов структур между тепловым потоком и мощностью коры. Это побудило разработать термические модели литосферы, в которых теплогенерация уменьшается с глубиной [Birch et al., 1968; Roy et al., 1968].

Основными компонентами измеренного теплового потока в стабильных континентальных областях являются радиотеплогенерация в коре и теплопоток, поступающий из мантии. Разделение этих компонентов можно сделать на основании открытой Ф. Берчем и его соавторами [Birch et al., 1968] линейной связи между тепловым потоком и поверхностной теплогенерацией:

$$q_n = q^* + DA_n,$$

где q_n и q^* соответственно измеренный и редуцированный тепловые потоки. Под редуцированным тепловым потоком понимают тот поток, который поступает к подошве слоя активной теплогенерации. В первом приближении он может быть приравнен к "мантийному" тепловому потоку. A_n — поверхностная теплогенерация; D — коэффициент линейной регрессии, численно равный глубине слоя активной генерации тепла. Вскоре после установления этой зависимости были описаны провинции теплового потока, в которых это соотношение выполнялось [Roy et al., 1968] (табл. 13). Позднее Р. Рой [Roy et al., 1972] предложил классифицировать провинции по величине геофизически обоснованного параметра q^* . Однако существует другой вариант классификации — по величине D [Jaupe et al., 1981]. В данной работе мы не будем анализировать преимущества и

Т а б л и ц а 13

Параметры некоторых провинций теплового потока

Провинция	Возраст, млн лет	Тепловой поток, мВт/м ²	Редуциро- ванный тепловой поток, мВт/м ²	Параметр глубины, км	Th/U (среднее)	Литературный источник
Сьерра-Невада (Запад США)	125—0	37±13	18±3	10,1±0,1	3,1±0,7	Roy et al., 1972; Lachenbruch, Sass, 1977
Восточная часть США	400—100	57±17	33±4	7,5±0,2	4,2±1,1	Roy et al., 1972
Англия и Уэльс	600—300	59±23	23±3	16,0±1,6	1,5	Richardson, Oxburgh, 1978
Норвегия	450—250	50±5	20	8,4	3,3±1,5	Swanberg et al., 1974
Центральная часть Австралийского щита	2000—900	83±21	27±6	11,1±2,0	4,6±2,0	Sass, Lachenbruch, 1979
Западная часть Австралийского щита	3400—2400	39±8	26±6	4,5±1,0	6,7±1,7	Sass, Lachenbruch, 1979
Канадский щит	3400—2400	34±8	21±1	14,4±0,5	3,3±1,1	Jessop, Lewis, 1978
Балтийский щит	2000—900	33±8	22±6	8,5±0,4	5,1±1,4	Swanberg et al., 1974
Индостанская платформа	2000—900	64	34±3	10,5±3,3	—	Rao et al., 1976
Африканская платформа						
Замбия	2000—900	67	40	11	—	Chapman, Pollack, 1977
Нигер	—	20	11	8	—	Chapman, Pollack, 1977
Украинский щит	3000—2100	37	25	7,7	4,1	Кутас, 1978
Монголия	800—0	51±21	23,6	17,7	3,0±1,0	
Центральная часть	850—130	58±19	38,1	11,0	3,7±1,6	
Южно-Монгольский пояс	320	30±8	14,9	18,8	2,6±0,7	

недостатки той или иной классификации, а укажем все определенные нами исходные параметры линейной регрессии для изучаемого региона.

Моделям уменьшающейся с глубиной теплогенерации могут соответствовать как минимум три закона распределения радиогенных элементов. В *ступенчатой модели* от поверхности до глубины D теплогенерация остается постоянной, а ниже уменьшается скачками, достигая величин, адекватных геохимическим и геофизическим свойствам нижележащих слоев [Lachenbruch, 1968; Смирнов, 1980]. В *линейной модели* теплогенерация уменьшается с глубиной по закону [Lachenbruch, 1970]

$$A_z = A_n(1 - z/2D), \quad 0 \leq z \leq 2D.$$

В *экспоненциальной модели* уменьшение теплогенерации описывается зависимостью [Roy et al., 1968]

$$A_z = A_n \exp(-z/D),$$

где z — глубина. Это соотношение в общем виде сохраняется в условиях дифференцированной эрозии, т.е. при удалении из разреза части или всего активного

теплогенерирующего слоя [Lachenbruch, 1970]. Линейная регрессия тепловой поток—теплогенерация также удовлетворяется для экспоненциальной модели в случае эрозии, что было показано на примере батолита Айдахо [Swanberg, 1972]. Однако аналогичный результат получен и для ступенчатой модели теплогенерации на примере Южных Аппалач [Costain, Glover, 1979].

При анализе распределения теплогенерирующих элементов с глубиной в последние годы обращается внимание на особенности переноса U, Th и K в коре. Фракционирование этих элементов контролируется разноглубинными процессами, что подтверждается различием параметра глубины D для этих трех элементов [Jaupart et al., 1981]. Эти процессы включают первичную дифференциацию коры, глубинную циркуляцию флюидов, сопровождающую магматизм и метаморфизм, и циркуляцию метеорных вод (рис. 36). Если учесть различие глубинных параметров для каждого элемента, то формула линейной регрессии примет следующий вид:

$$q_n = q^* + D_U A_{nU} + D_{Th} A_{nTh} + D_K A_{nK}.$$

Соответствующее значение глубинного параметра определяется из значений концентрации элементов:

$$D_i = \int_0^H \frac{C_i(z)}{C_i(0)} dz,$$

где $C_i(z)$ и $C_i(0)$ соответственно концентрации элемента i на глубине z и на поверхности. Однако эмпирические данные, полученные для структуры Вредефорт в Южной Африке показывают, что распределение теплогенерации по глубине сложнее [Hart et al., 1981] (рис. 37). Как видно из рисунка, в изученном интервале глубин (до 14 км) распределение теплогенерирующей роли U и Th может быть аппроксимировано экспоненциальной зависимостью, что и сделано авторами статьи. Такое исследование дает возможность уверенно установить величины D_U и D_{Th} . Из экспоненциальной зависимости

$$A_z = A_n e^{-z/D}$$

следует, что глубина z численно равна D при уменьшении поверхностной теплогенерации в e раз. Проведя тривиальные построения, определяем значения $D_U = 6$ км и $D_{Th} = 12$ км. Теплогенерация за счет радиоактивного распада ^{40}K практически не изменяется до глубины 14 км.

Используя изложенную методику изучения структуры теплового потока, мы привели аналогичный анализ геотермических данных в Монголии. Основой для этого явились 75 определений содержаний U, Th и K. Пробы анализировались на γ -спектрометрической установке радиометрическим методом. В табл. 14 приведены результаты определения концентрации U, Th, K, характеристика пород и рассчитанные значения радиотеплогенерации проб кернов, отобранных из скважин, в которых проводились измерения теплового потока. Это позволило сравнить поверхностную теплогенерацию и наблюдаемый теплоток. Корреляционный анализ проводился как для всей совокупности данных, так и по отдельным регионам (рис. 38). Общая выборка включала 19 пар элементов поверхностная теплогенерация—теплоток, определенных в одной и той же скважине (табл. 14). Коэффициент линейной корреляции в этой выборке $r = 0,719$ при $r_{0,05} = 0,514$, т.е. корреляция значимая, что позволяет уверенно построить уравнение регрессии

$$q_n = 23,5 + 17,7 A_n,$$

где $q^* = 23,5$ мВт/м²; $D = 17,7$ км. В Южно-Монгольском поясе обнаружены низкие

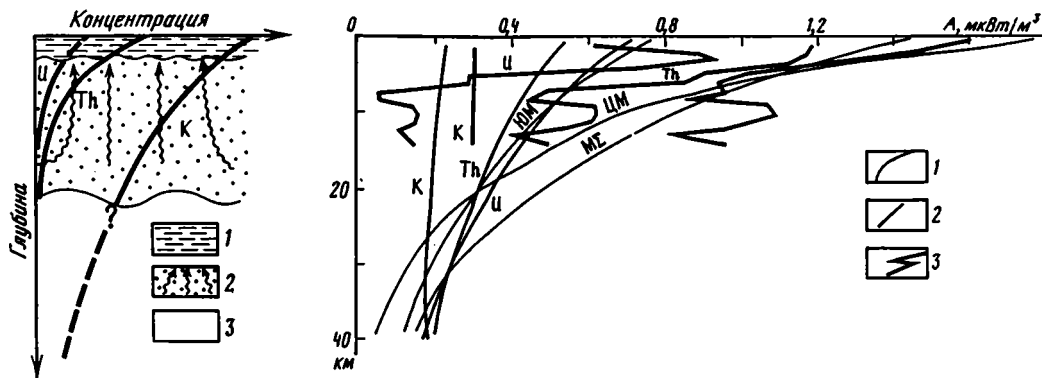


Рис. 36. Процессы, контролирующие распределение радиоэлементов в континентальной коре

Зоны циркуляции метеорных вод (1), флюидов, сопровождающих магматические и метаморфические процессы (2); зона метаморфизма высоких степеней (3)

Рис. 37. Модели радиогенной теплогенерации

1 — региональные модели для МНР (M_{Σ} — вся территория, ЦМ — Центрально-Монгольский блок, ЮМ — Южно-Монгольский пояс герцинид); 2, 3 — теплогенерация за счет распада U, Th и K для МНР (2), для структуры Вредефорт в Южной Африке [Hart et al., 1981] (3)

значения теплового потока ($16\text{--}40\text{ мВт/м}^2$) и меньшая средняя величина теплогенерации по сравнению с общей выборкой — соответственно $0,81$ и $1,52\text{ мкВт/м}^3$. Для восьми пар элементов, участвовавших в корреляционном анализе по Южно-Монгольскому поясу герцинид, получен $r = 0,717$ при $r_{0,05} = 0,707$, т.е. в данном случае корреляция тоже значима. Уравнение регрессии записывается так: $q_n = 14,9 + 18,8 A_n$, $q^* = 14,9\text{ мВт/м}^2$, $D = 18,8\text{ км}$. В Центральной Монголии, включавшей скважины Керуленской и Хангай-Хэнтэйской зон, установлена незначимая корреляция между q_n и A_n ($r = 0,45$ при $r_{0,05} = 0,707$). В Прихубсугулье имеется лишь две пары значений q_n и A_n , поэтому корреляционный анализ для данного региона не проводился.

С использованием значений концентраций U, Th и K в пробах определена теплогенерация при спонтанном распаде каждого из этих элементов в отдельности, после чего с помощью уже описанного корреляционного анализа рассчитаны величины параметра глубины для каждого элемента, подобно тому как это было сделано в работе [Jaupart et al., 1981]. Для Монголии $D_U = 26,4$; $D_{Th} = 36,5$; $D_K = 133,2\text{ км}$. Соотношение параметра D то же, что было отмечено в работе [Hart et al., 1981], т.е. $D_K > D_{Th} > D_U$, но сами значения отличаются в 3 раза. Это может свидетельствовать о более плавном убывании содержания радиоактивных элементов в земной коре палеозоидов Монголии по сравнению с таковым в докембрийской структуре Вредефорт в Южной Африке. Объяснение этого факта выходит за рамки данного исследования. Можно, однако, сослаться на монографию С.М. Кравченко [1977], в которой указывается, что концентрирование U, Th и K из базитовых магм происходит с различными скоростями и зависит от истории кристаллизационной дифференциации расплавленного мантийного вещества.

Для каждого из элементов, а также для полной теплогенерации были рассчитаны формулы зависимости A_z от глубины z исходя из экспоненциального закона. В каждой из приведенных формул коэффициент перед экспонентой равен средней поверхностной теплогенерации: $A_z = 0,73 \exp(-z/26,4)$ — для U; $A_z = 0,54 \exp(-z/36,5)$ — для Th; $A_z = 0,22 \exp(-z/133,2)$ — для K; $A_z = 1,52 \exp(-z/17,7)$ — для полной теплогенерации. На рис. 37 приведены

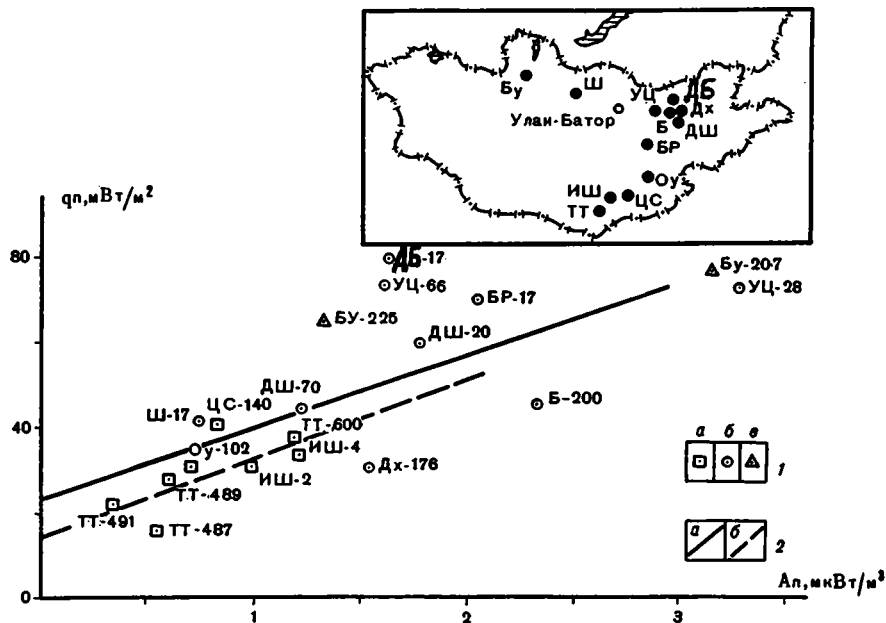


Рис. 38. Связь теплового потока с поверхностной теплогенерацией для МНР и схема изученности
 1 — данные по скважинам для Южно-Монгольского пояса герцинид (а), Центральномонгольского блока (б), Прихубсгуля (в); 2 — линии регрессии: для всей совокупности данных (а), для Южно-Монгольского пояса герцинид (б). Участки: Бу — Буринхан, Ш — Шанд, УЦ — Ундур-Цаган-Обо, ДБ — Дунд-Булак, Дх — Дэлгэрхан, ДШ — Дзан-Ширэ, Б — Бэрх, Бр — Боро-Ундур, Оу — Оюут, ЦС — Цаган-Субурга, ИШ — Их-Шанхай, ТТ — Таван-Толгойт. Цифры — номера скважин

экспоненциальные кривые, построенные по этим формулам до глубины 40 км, равной средней мощности земной коры в Монголии [Зорин и др., 1982]. Коровый

радиогенный тепловой поток q_k определяется интегралом $\int_0^{H_M} A_n e^{-z/D} dz = q_k$, где H_M

— мощность земной коры; ось z направлена вниз. Интеграл легко решается, в результате чего

$$q_k = DA_n(1 - e^{-H_M/D}).$$

Вычисленный по этой формуле коровый тепловой поток в среднем для всей Монголии составляет 24 мВт/м², а для Южно-Монгольского пояса — 14 мВт/м².

Таким образом, по нашим расчетам, около 40—45% глубинного теплового потока связано с радиотеплогенерацией в земной коре. Остальная часть теплового потока поступает из мантии. Источниками мантийного теплотока являются гравитационная дифференциация в неоднородной по плотности мантии. По современным представлениям энергия, выделяющаяся в единицу времени в результате плотностной дифференциации, на 2 порядка превышает другие виды энерговыделяющих или трансформирующих процессов, например геохимические и тектонические преобразования [Поляк и др., 1972; Артюшков, 1979]. Для построения термических моделей важно то, что в мантии существует астеносферный слой, появление которого обусловлено выделением тепловой энергии, доставляемой к подошве астеносферы как кондуктивным, так и конвективным путем, а отводимой с поверхности астеносферы в основном кондукцией. Процесс кондуктивной теплопроводности весьма инерционен, поэтому энергия, подводимая к подошве астеносферы, лишь частично удаляется в литосферу, а час-

Осадочные						
Терригенные (гравелит, песчаник, алевролит)	ТТ—487(6)	0—110	$\frac{1,1—2,0}{1,4}$	$\frac{1,5—3,9}{2,3}$	$\frac{0,5—1,3}{0,85}$	$\frac{0,450—0,743}{0,554}$
Вулканогенно-осадочные (кварц-порфировый и алевролитовый туфы)	Бр—17(1)	80	3,1	12,7	3,7	2,045
	В—200(2)	130—190	$\frac{0,3—8,8}{5,6}$	$\frac{10,2—13,5}{11,8}$	$\frac{3,6—3,9}{3,8}$	$\frac{1,672—2,974}{2,32}$
	Дб—17(2)	60—120	$\frac{1,2—6,7}{4,0}$	$\frac{4,7—12,8}{8,8}$	$\frac{1,7—2,7}{2,2}$	$\frac{0,795—2,472}{1,634}$
	Бу—207(6)	63—180	$\frac{1,9—26,6}{11,4}$	$\frac{0,9—12,9}{4,3}$	$\frac{0,2—1,0}{0,4}$	$\frac{0,639—6,710}{3,159}$
Хемогенные (известняки, доломиты, фосфориты)	Бу—225(9)	42—158	$\frac{2,4—8,1}{5,1}$	$\frac{0,4—1,1}{0,7}$	$\frac{0,1—0,2}{0,2}$	$\frac{0,677—2,045}{1,33}$

*В числителе указаны минимальные и максимальные значения, в знаменателе — средние.

Пр и м е ч а н и е. Обозначения участков см. рис. 38.

тично поддерживает астеносферное вещество в менее вязком или даже во фракционно расплавленном состоянии. В периоды термической активизации доля расплавленного вещества может увеличиваться. В связи с этим можно формально рассматривать поверхность астеносферы как источник тепловой энергии литосферы. Глубина этого источника является квазистационарной характеристикой. Изменение мощности литосферы происходит очень медленно и измеримо с продолжительностью тектонических циклов. Однако характер изменения глубины кровли астеносферного слоя зависит от тектонической истории региона и может заметно отличаться даже в разновозрастных тектонических провинциях.

ТЕРМИЧЕСКАЯ И МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ МОНГОЛИИ В ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ

Проблема происхождения теплового потока к поверхности Земли и его распределения в разновозрастных структурах имеет большое теоретическое и практическое значение для изучения движущих механизмов развития тектоносферы и оценки возможностей использования геотермальной энергии. Поэтому очень важно понять, как происходила термическая эволюция литосферы, какова степень взаимного влияния термических неоднородностей на глубине и структурно-вещественных неоднородностей на поверхности?

Интерпретация геотермического поля требует построения адекватных тектоно-магматических моделей, а если эти модели разрабатываются независимыми методами, то требуется физическое объяснение сосуществования их с данными геотермии. Однако часто мы не можем согласовать наблюдаемый тепловой поток и особенности тектоно-магматической истории. Возникает естественный вопрос: каковы же причины этого расхождения? Имеются, с одной стороны, объективная информация о глубинном тепловом потоке, с другой — геотектонические репера, основанные на данных структурно-формационного анализа. По-видимому, различие связано с глубиной рассматриваемой геосферы. Если структурно-формационный анализ позволяет объективно оценить процесс тектонической перестройки лишь в земной коре, то глубинный тепловой поток отражает процессы, охватывающие и верхи мантии. В конечном итоге преимущественно кондуктивный механизм теплопередачи в литосфере отражает в наблюдаемом тепловом потоке те температурные возмущения в мантии, которые провоцируют структурно-вещественные преобразования в земной коре, а также тепловой вклад этих преобразований. Тектоно-магматическая эволюция, как будет показано, не только изменяет значение теплового потока на поверхности Земли во времени, но и влияет на такую "геофизическую" характеристику, как мощность литосферы.

Определение мощности литосферы и ее соотношения с подстилающей астеносферой является одной из важнейших проблем при изучении тектонической эволюции континентов и океанов. Методика оценки мощности литосферы по геотермическим данным основана на решении уравнения теплопроводности при некоторых принятых граничных и начальных условиях. Предпосылкой для получения решения является то, что ее подошва по современным представлениям совпадает с изотермой солидуса базальта [Грин, Рингвуд, 1969; Chapman, Pollack, 1977; Forsyth, 1977], т.е. зная температуру солидуса, можно рассчитать положение этой изотермы. Существует множество вариантов решения уравнения теплопроводности относительно мощности литосферы [Pollack, Chapman, 1977; Crough, Thompson, 1976; Sclater, Francheteau, 1970; Городницкий и др., 1979; и др.]. Но все эти аналитические решения, как правило, одномерные и не отражают особенности строения литосферы в реальной геологической обстановке, описываемой двух- или трехмерной моделью. Аналитические решения при наличии структур-

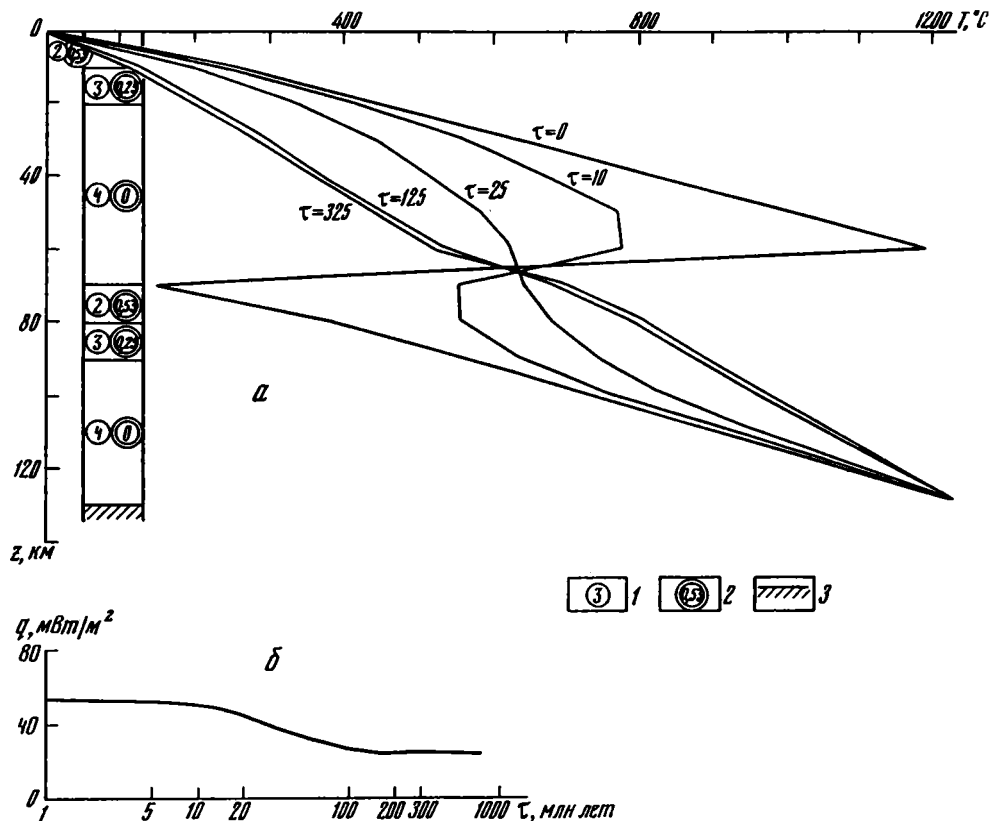


Рис. 39. Изменение геотермического поля в условиях надвига при граничных условиях I рода на нижней границе

а — изменение температуры литосферы после образования надвига в зависимости от времени τ (в млн лет) для теплофизической модели. 1 — значения коэффициентов теплопроводности, Вт/(м·К); 2 — теплогенерация в слоях, мВт/м²; 3 — зона фракционного плавления в мантии; б — изменение теплового потока во времени с учетом выделения тепла тектонического трения

турно-геологических и теплофизических неоднородностей получить невозможно. Поэтому применяются численные и аналоговые методы решения уравнения теплопроводности. В данном случае мы использовали аналоговое моделирование нестационарного термического поля по методу Г. Либмана [Карплюс, 1962]. При этом не составляет труда изменить граничные условия для каждого временного шага, а это означает, что можно моделировать термический эффект внедрения магматического материала, надвигов, коллизии блоков и т.д. В процессе решения можно учесть переменность физических свойств (плотности, теплопроводности, вязкости) путем соответствующего изменения электрических сопротивлений в модели, можно изменять временной шаг, а также задавать внутренние (дополнительные) источники тепла. Как будет показано, все перечисленные возможности аналогового моделирования нами использовались для расчета термической эволюции литосферы Монголии.

Основой для построения моделей явились геотермические данные, полученные нами в различных структурно-формационных зонах страны. Построению двумерной нестационарной термической модели литосферы Монголии предшествовало моделирование процессов надвигообразования и внедрения разогретого материала в одномерном варианте. Рассмотрены термические модели "надвига" и "внедрения".

В модели надвига начало решения ($\tau = 0$) приурочено к моменту возникновения слоисто-надвиговой структуры. Как видно из рис. 39, на глубине 65—70 км в начальный момент существует колоссальный отрицательный градиент температуры, связанный с быстрым надвиганием литосферной пластины с температурой около 1200°C на нижней границе на другую литопластину с температурой 0°C на верхней границе. На самом же деле в данной модели на поверхности нижней пластины температура равна ~150°C за счет тепла тектонического трения, влияние которого более подробно будет рассмотрено ниже. На нижней границе нижней пластины поддерживается граничное условие I рода, т.е. постоянство температуры. В данном случае на глубине 130 км сохраняется температура 1220°C, соответствующая температуре солидуса высокоглиноземистого кварцевого толента на такой глубине [Грин, Рингвуд, 1969]. Глубже 130 км температура нарастает по адиабатическому градиенту (0,3°K/км), что возможно только в условиях существования конвективного перемешивания. С течением времени подошва верхнего блока остывает, а кровля нижнего — разогревается. Примерно через 25 млн лет после образования надвига исчезает отрицательный градиент температуры на плоскости смесителя, а со времени 100 млн лет на этой поверхности устанавливается примерно постоянная температура. Через 325 млн лет после образования надвига данной мощности устанавливается стационарное распределение температуры по всей литосфере. Тепловой поток с поверхности Земли, как видно из рис. 39,б с течением времени уменьшается примерно в 2 раза. Минимум теплового потока приурочен ко времени 225—275 млн лет, а затем, с 325 млн лет для теплового потока, так же как и для температуры, наступает стационарное состояние.

В следующей модели предполагалось, что срывы и перемещения пластин происходят на различных уровнях и образуется тектонически расслоенная литосфера. Теплофизический разрез, принятый для расчета, показан на рис. 40,а. Из рисунка видно, что в начальный момент существуют три слоя (на глубинах 10—20, 40—50 и 90—100 км), в которых температура падает с глубиной. Причина этого аналогична описанной в предыдущей модели. На поверхности каждого срыва несколько повышается температура за счет выделения фрикционного тепла, что хорошо заметно на рис. 40,а. Стационарное состояние устанавливается, так же как и в модели простого надвига, через 300 млн лет, т.е. время выхода на стационарный режим зависит не от количества расслоенных пластин, а от их суммарной мощности. Поверхностный тепловой поток для данной мощности верхней пластины (10—15 км) имеет минимум через 15—20 млн лет после образования надвига. Однако ни время появления минимума, ни время прихода к стационарному тепловому потоку не зависят от фрикционного тепла (рис. 40), величина которого лишь определяет абсолютное значение теплового потока. В модели "расслоенности" минимум теплового потока более глубокий, чем в модели "простого надвига", а нарастание до стационарного значения заметнее. Тем не менее и в этом случае стационарный тепловой поток с поверхности меньше первичного на ~10%.

Таким образом, для моделей надвигов с граничными условиями I рода характерны образования минимумов теплового потока и затем выход на асимптоту, свидетельствующий о начале стационарного состояния. Эти два момента являются отличительной особенностью тепловой модели надвига. Время их наступления зависит от суммарной мощности аллохтонной пластины. На рис. 41 иллюстрируется эта зависимость: чем больше мощность пластины, тем больший интервал между минимумом (1) и временем выхода на стационарный режим (2). Так, если мощность надвигающейся пластины равна 10 км, то этот интервал составляет 15 млн лет, а для надвига мощностью 50 км — ~125 млн лет.

Механическое трение пластин при их движении, естественно, вызывает разогрев поверхности скольжения. Тепловая энергия Q , выделяющаяся при этом,

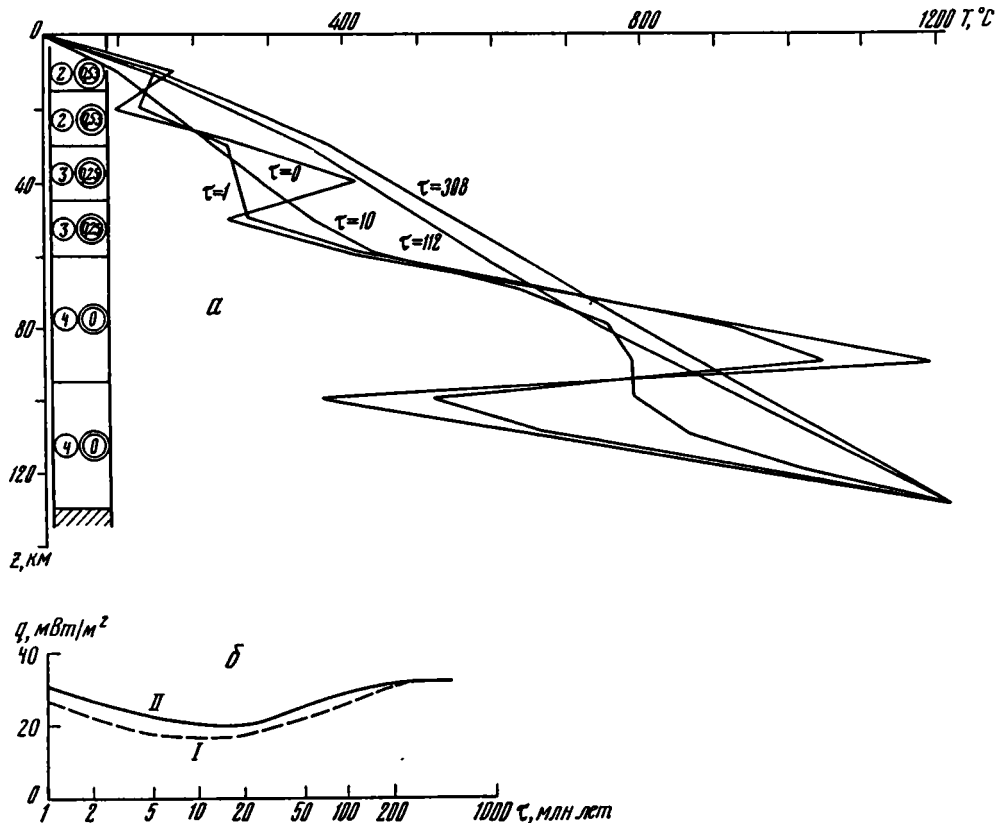


Рис. 40. Изменение геотермического поля в условиях тектонической расслоенности при граничных условиях I рода на нижней границе

а — изменение температуры литосферы после образования надвига в зависимости от времени τ для теплофизической модели; б — изменение теплового потока во времени без учета (I) и с учетом выделения тепла тектонического трения (II). Условные обозначения см. на рис. 39

зависит от мощности плиты, т.е. нормального давления p_n на поверхность скольжения, скорости надвигания v , и вязкости η , которая, в свою очередь, зависит от температуры [Гогель, 1978]:

$$Q = f(p_n, v, \eta = \Phi(T)).$$

При разработке моделей субдукции в переходных зонах неоднократно обсуждался вопрос о роли фрикционного тепла [Ушаков, Галушкин, 1979; Turcotte, Schubert, 1973]. В этих работах показано, что тепло трения играет демпфирующую роль при погружении холодной плиты в более горячую мантию. Однако при субгоризонтальном движении пластин, принятом в наших моделях, тепло трения будет вызывать дополнительный разогрев поверхности скольжения, а при продолжительном движении пластин наступает момент, когда этот разогрев проявится в увеличении кондуктивного теплового потока.

Результаты расчета величины разогрева в зависимости от времени надвигания приведены на рис. 42. В качестве параметра принята скорость скольжения (0,4—8 см/год). Расчет проведен для мощности пластин 15 и 70 км при соответствующих значениях вязкости, а значит, и коэффициентов трения. В данной модели соблюдается условие постоянства скорости движения пластины за все расчетное время. Очевидно, что при импульсном характере движения мы получим иную зависимость. Как видно из рис. 42, для 15-километрового блока даже за

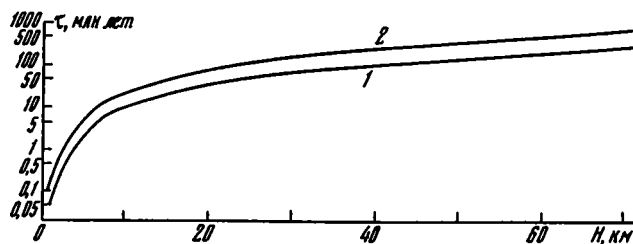


Рис. 41. Зависимость времени появления минимума теплового потока (1) и наступления стационарного состояния (2) от мощности аллохтонной пластины

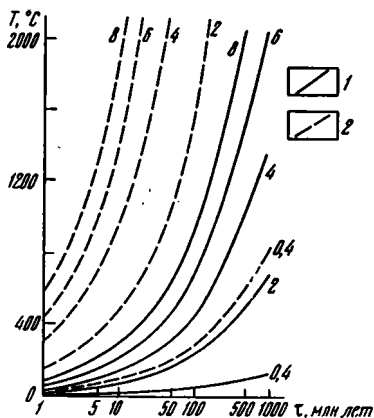


Рис. 42. Величина фрикционного разогрева для мощности аллохтонной пластины 15 (1), 70 (2) км
Цифры у кривых — скорость надвигания, см/год

неправдоподобно большое время движения плавление основных и ультраосновных пород за счет фрикционного тепла может произойти при скоростях свыше 4 см/год. Для 70-километрового блока правление возможно уже через 50 млн лет при скорости надвигания 2 см/год. Однако пока нет доказательств существования непрерывного движения плит за такое продолжительное время. Напротив, исследования по проекту глубоководного бурения показывают, что движение плит носит прерывистый, импульсный характер, происходит с переменными скоростями и чередуется с интервалами относительно покоя [Van Andel et al., 1977]. В этом случае величина разогрева за счет тектонического трения будет существенно меньше. Данное решение представляет собой экстремальный случай, хотя оно полезно для оценки возможного верхнего предела величины фрикционного тепла. Таким образом, разогревание за счет тектонического трения в тепловой эволюции литосферы играет подчиненную роль и не может быть причиной значительных структурных перестроек.

Следующий расчет проведен для модели, представляющей собой тот же теплофизический разрез, что и на рис. 39, но с другими граничными условиями. На нижней границе автохтонной пластины соблюдается граничное условие II рода, т.е. постоянство теплового потока. Как и в предыдущих моделях, здесь учитывалось тепло трения на плоскости скольжения. На рис. 43,а показано изменение во времени температуры в литосфере с учетом выделения теплоты кристаллизации или поглощения теплоты плавления. На рис. 43,б приведены результаты поверхностного теплового потока как с учетом теплоты фазового перехода, так и без него. Величина теплоты фазового перехода для идентификации моделирования пересчитывалась в эквивалентное значение плотности теплового потока, которое алгебраически суммировалось с мантийным тепловым потоком и задавалось на нижнюю границу. Глубина, на которой возможен солидус, фиксировалась графически как точка пересечения расчетной геотермы для каждого момента времени и кривой солидуса мантийного вещества. Из-за малой

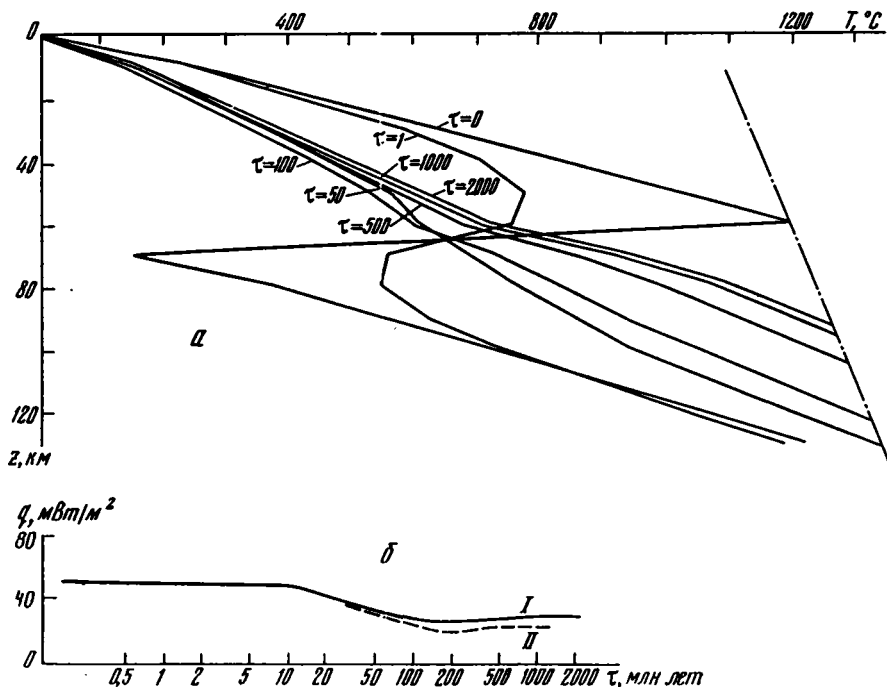


Рис. 43. Изменение геотермического поля в условиях надвига при граничных условиях II рода на нижней границе

а — изменение температуры литосферы после образования надвига в зависимости от времени τ для теплофизической модели; б — изменение теплового потока во времени: с учетом (I) и без учета выделения или поглощения тепла фазовых переходов (II). Штрихпунктирной линией показана термодинамическая кривая плавления базальтов (по: [Грин, Рингвуд, 1969])

скорости распространения кондуктивного тепла происходит разогревание нижней границы. Однако для первых 10 млн лет после образования надвига за счет демпфирующего эффекта теплоты фазового перехода температура на нижней границе слабо изменяется. Но затем подъем температуры становится очень заметным. Так, через 50 млн лет температура на глубине 120 км повышается на 200°C , через 100 млн лет — на 250°C . Темп приращения температуры со временем уменьшается. Через 1000 млн лет после образования надвига наступает тепловое состояние, близкое к стационарному. Заметим, что при граничных условиях II рода идеального стационарного состояния нельзя достичь даже через бесконечно большое время. При этом приращения температуры для каждого последующего шага будут бесконечно малыми. В реальных условиях сделанное замечание не имеет значения, так как даже за 1000 млн лет уже изменится количество выносимого мантией тепла из-за истощения радиоактивных элементов [Любимова, 1968] и переменной скорости других энергопреобразующих процессов [Сорохтин, 1977]. Но даже анализируя этот экстремальный вариант, можно видеть, что при инвариантном теплотокке из мантии за 2000 млн лет может произойти расплавление лишь в нижних 35–40 км литосферы.

В распределении поверхностного теплового потока во времени наблюдается характерный для надвигов минимум, приуроченный ко времени 200–250 млн лет после образования надвига (см. рис. 43, б). Выход на асимптоту имеет в этой модели свою специфику, о которой упоминалось выше. Приблизительно можно считать, что он наступает через 1000 млн лет.

Таким образом, во всех рассмотренных моделях наблюдается необратимое

уменьшение поверхностного теплового потока по сравнению с дондвиговой ситуацией. При мощности надвига 65—70 км, соизмеримой с толщиной океанической литосферы, минимальное значение теплового потока, отличающееся в 2 раза от первоначального, характерно для времени 200—300 млн лет, т.е. если надвиг произошел в позднем палеозое, то в сегодняшнем тепловом потоке мы будем видеть аномально низкие значения. Средний тепловой поток современных абиссальных котловин Мирового океана составляет 44—54 мВт/м² [Chapman, Pollack, 1974]; на основании метода актуализма можно считать, что он был таким же в позднем палеозое. Тогда в результате надвига океанической литопластины 300—200 млн лет тому назад современный поток составит 24—29 мВт/м², что и наблюдается в Южной Монголии и в других линейных поясах позднего палеозоя.

Для количественной оценки теплового состояния литосферы в процессе ее наращивания в качестве начального условия принято распределение температуры, соответствующее зонам деструкции — аналогам рифтогенных структур [Тектоника..., 1980]. В современных рифтах литосфера имеет мощность ~20 км [Зорин, 1979], а ниже этой глубины идет нарастание температуры с адиабатическим градиентом. Именно такая геотермограмма принята нами в модели для времени $t = 0$. Задача решалась с граничным условием II рода на нижней границе, которое в данной модели физически более обосновано, чем условие постоянства температуры. Достаточно долгая (до 1 млрд лет) инвариантность теплового потока из мантии на глубине 350—400 км, вероятно, также нарушается, так как должно происходить уменьшение потока из-за истощения радиоактивных элементов в мантии. Теоретические [Birch, 1960] и экспериментальные [Грин, Рингвуд, 1969] исследования показывают, что тепловой поток с поверхности переходного слоя мантии, т.е. с глубины 400 км, должен быть чисто кондуктивным, потому что при давлениях 125—130 кбар на этой глубине не будет происходить фракционного плавления вещества. Поэтому в расчетной модели (рис. 44,а) мы рассматриваем изменение температуры во времени для верхних 400 км Земли.

Моделирование показало, что происходит уменьшение геотермического градиента в верхней части литосферы и кристаллизация вещества, а также постепенное повышение температуры на глубине 360 км (причины повышения температуры обсуждались выше). При этом на промежуточных глубинах продолжает существовать зона с адиабатическим градиентом температуры. Для момента $t = 10$ млн лет эта зона располагается в интервале глубин 80—240 км, для $t = 50$ млн лет — 160—220 км, для $t = 80$ млн лет — 180—210 км. Эти зоны адекватны, по-видимому, астенолинзам или астенопластинам в терминологии А.В. Пейве [Тектоническая..., 1980], расположенным внутри более вязкой литосферы. Через 50 млн лет после начала процесса геотермограмма пересечет кривую солидуса мантийного вещества на глубине 360 км. С этого времени происходит фракционное плавление при более высокой температуре, соответствующей термодинамической обстановке на данной глубине. Затем граница фракционного плавления будет смещаться вверх. В результате фазового перехода будет поглощаться тепловая энергия и соответственно уменьшаться тепловой поток. При моделировании это учитывалось в виде уменьшения нижнего граничного условия. Однако заметим, что эквивалентная плотность теплового потока фазового перехода примерно на порядок ниже глубинного теплового потока.

Через 1000 млн лет в распределении температуры наступает квазистационарное состояние, при котором глубина фракционного плавления составляет 250—260 км. Такая же глубина наблюдается для времени $t = 500$ млн лет.

На рис. 44,б представлено изменение теплового потока с поверхности в данной модели. Для сравнения на том же рисунке приводится кривая изменения теплового потока в зависимости от времени последней стадии тектоно-магмати-

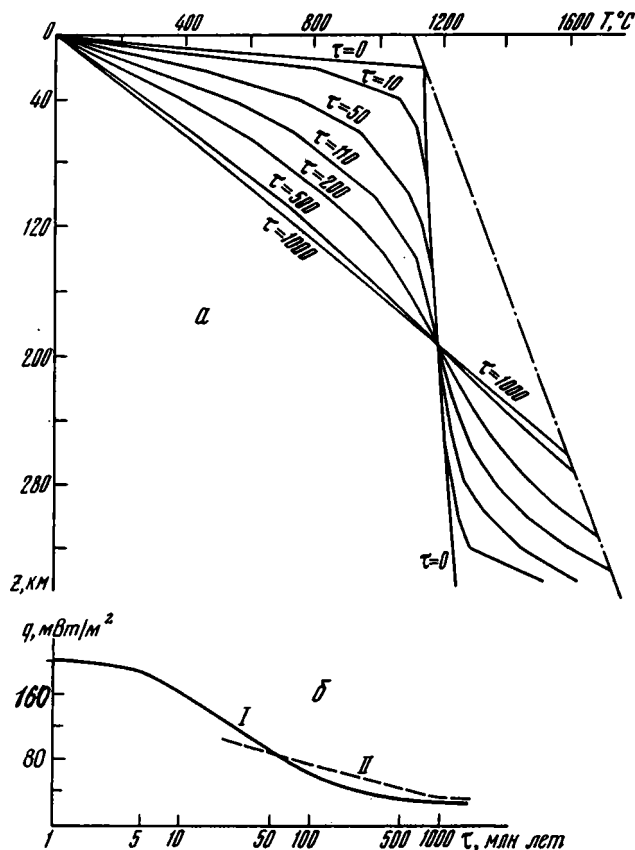


Рис. 44. Изменение геотермического поля в условиях остывания и кристаллизации при граничных условиях II рода на нижней границе

а — изменение температуры литосферы во времени; б — изменение поверхностного теплового потока в данной модели (I) и в модели Б.Г. Поляка и Я.Б. Смирнова [1968] (II). Штрихпунктирной линией показана геотерма солидуса базальта

ческой активизации, полученная Б.Г. Поляком и Я.Б.Смирновым [1968] в результате статистической обработки геотермических данных по разновозрастным тектоническим областям. Близкое совпадение кривых, на наш взгляд, объясняется тем, что авторы этой зависимости располагали в основном данными по мозаичным структурам с возрастом более 50 млн лет. К тому времени были лишь немногочисленные измерения теплового потока в мезозойских и палеозойских линейных поясах.

Таким образом, модель остывания и кристаллизации астеносферы удовлетворяет наблюдаемому распределению геотермического поля в мозаичных поясах. Мы не игнорируем, конечно, и тепловое воздействие надвигов, но оно является, скорее, исключением, чем правилом.

Двумерная тепловая модель рассчитана по геотраверзу, идущему примерно по меридиану 108° в.д. и пересекающему следующие структурно-формационные зоны: Баян-Обинский грабен, Манлайский синклиниорий, Алаг-Цабскую вулканотектоническую впадину, Южно-Керуленский выступ, Джаргалантуинскую грабен-синклиналь, Ононский грабен (рис. 45). Вдоль этого геотраверза нами наиболее полно охарактеризован тепловой поток, что дало возможность сравнить модельный расчет и эмпирические данные. Проведенные в последние годы

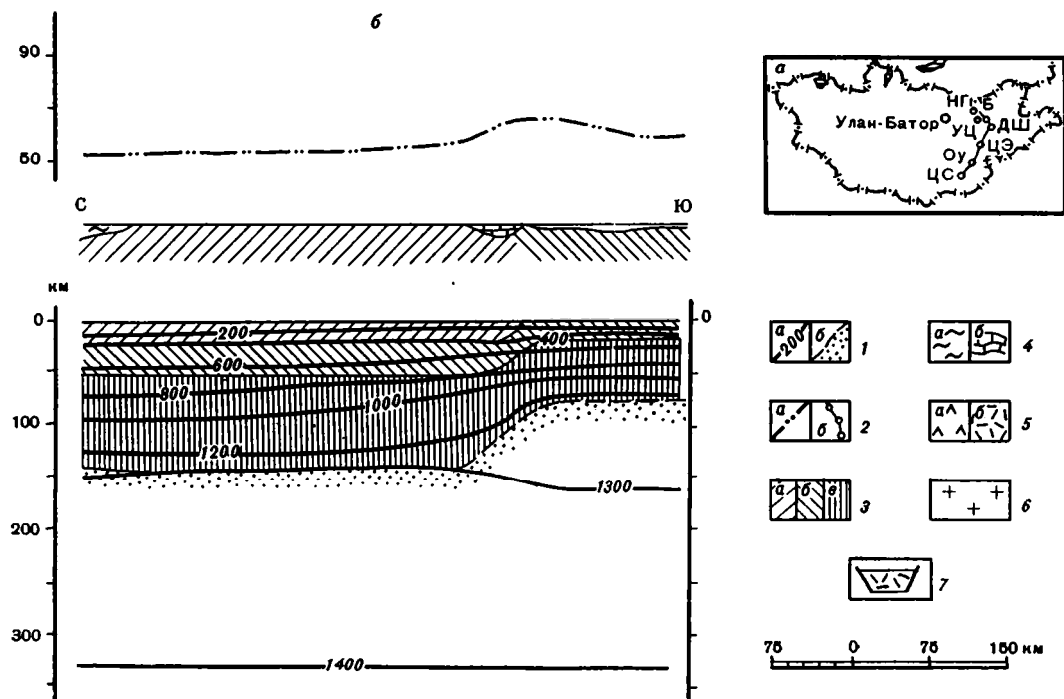


Рис. 45. Термический режим литосферы для времени 400 млн лет назад

а — схема расположения рассмотренного геотраверса; б — модели температурного разреза литосферы, геологического строения и теплового потока

На рис. 45—49 1 — изотермы: а — модельные, б — солидуса мантийного вещества; 2 — профили теплового потока: а — модельный, б — наблюдаемый; 3 — строение литосферы: а — гранитно-метаморфический слой, б — базальтовый слой, в — верхняя мантия. Формации: 4 — бассейнов осадконакопления: а — терригенные, б — карбонатно-терригенные; 5 — вулканические: а — известково-щелочные, б — бимодальные и щелочные; 6 — гранитоидные; 7 — континентального рифтогенеза

Структуры: ЦС—Цаган-Субурга, Оу-Оюут, ЦЭ—Цаган-Элигени, ДШ—Дзан-Ширэ, Б—Бэрх, УЦ—Ундур-Цаган-Обо, НГ—Нарингяин-Гол

детальные петрологические исследования позволили установить палеогеодинамические обстановки в Монголии на протяжении 400 млн лет [Кузьмин, Филиппова, 1979; Коваленко и др., 1983]. Начальные и граничные условия модели определялись геодинамической обстановкой, существовавшей в начале девона, т.е. 400 млн лет назад. В это время четко обособились две глобальные структуры литосферы: Северо-Евразийский палеоконтинент и океан палео-Тетис. Граница между этими структурами идентифицировалась по краевому вулканическому поясу, выделенному А.А. Моссаковским [1970]. На основании метода актуализма мы вправе считать, что палеоконтинент и палеоокеан имели толщину литосферы, характерную для нынешних континентов и океанов, соответственно равную 150 и 70 км [Pollack, Chapman, 1977]. Подошва литосферы ограничена изотермой солидуса базальта, который при данных глубинах изменяется от 1250 до 1300°C. На поверхности Земли поддерживается температура 0°C. Ниже подошвы литосферы находится конвектирующая астеносфера, в которой существует адиабатический температурный градиент 0,45 мК/м. Этот градиент сохраняется без изменения до подошвы слоя С на глубине 400 км [Рингвуд, 1982], что обуславливает температуру 1430°C. Эта температура задавалась как нижнее граничное условие. Его можно аппроксимировать в первом приближении как удаление границы от области моделирования на бесконечность, что обеспечивает корректное решение

внутри литосферы. На боковых границах массива соблюдалось условие $\partial T/\partial x = 0$, т.е. отсутствие горизонтального оттока тепла. В теплофизическом отношении литосфера континента разделялась на три слоя: гранитно-метаморфический с теплопроводностью $\lambda = 2,5 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$, базальтовый ($\lambda = 2,9 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$) и верхнюю мантию ($\lambda = 3,3 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$), а литосфера океана — на два слоя: базальтовый и верхнюю мантию с теми же значениями коэффициентов теплопроводности. Конфигурация слоев показана на рис. 45. Выклинивание гранитно-метаморфического слоя наблюдалось в районе краевого вулканического пояса. По структуре данная обстановка напоминала континентальную окраину типа Сихотэ-Алинь—Японское море. Внутри континентальной литосферы задавались тепловые источники интенсивностью 24 мВт/м^2 , приуроченные к гранитно-метаморфическому слою, обладающему наибольшей концентрацией долгоживущих изотопов U, Th и K. В остальных слоях континентальной и океанической литосферы в этот момент времени теплогенерация не задавалась. Таким образом, удовлетворялось эмпирически установленное примерное равенство поверхностных тепловых потоков на континентах и в океанах в квазистационарной обстановке и одновременно удовлетворялся факт большей доли мантийного теплопотока на океанах по сравнению с континентами [Sclater, Francheteau, 1970; Смирнов, 1972].

В последевонской тектоно-магматической истории Монголии выделяется несколько важнейших этапов, группируемых в позднепалеозойский и раннемезозойский циклы. Первый цикл связан с развитием Центрально-Азиатского сегмента палео-Тетиса, второй — с развитием Монголо-Охотского пояса.

Характеризуя в целом палеотектоническую обстановку позднего палеозоя на территории Монголии, отметим, что она определялась существованием двух главных структурных элементов первого порядка: южной окраины Северо-Евразийского палеоконтинента и океанического бассейна палео-Тетиса. Граница между ними проходила на крайнем юге Монголии внутри раннемезозойских складчатых сооружений, разделяя миогеосинклинальный Даланульско-Лугингольский прогиб от эвгеосинклинального Солонкерского.

Закрытие палео-Тетиса, начавшееся, по-видимому, на рубеже девона и карбона осуществлялось путем пододвигания океанической коры по наклонным и субгоризонтальным тектоническим поверхностям под Северо-Евразийский континент, что обусловило формирование в его южной части активной континентальной окраины с соответствующим этой обстановке комплексом магматических проявлений и тектонических структур. Процесс закрытия палео-Тетиса постепенно привел к такому сближению материков Северной Азии и ограничивавшего палео-Тетис с юга Китайско-Корейского палеоконтинента, которое, по данным М.В. Дуранте [1976], допускало обмен растительными формами и способствовало возникновению в поздней перми на обоих материках смешанной растительности. В конце перми—начале триаса произошло, по-видимому, полное закрытие палео-Тетиса и режим активной континентальной окраины сменился режимом континентальной коллизии.

На протяжении позднего палеозоя характер взаимодействия палео-Тетиса с Северо-Евразийским континентом не был однотипным и менялся, определяя стадийность развития тектоно-магматических процессов и соответствующую структуру краевого магматического пояса. Важнейшими стадиями развития пояса являлись среднекарбовая, раннепермская и позднепермская.

В результате структурных перестроек внутри этого пояса менялось и геотермическое поле. В теплофизическом отношении процесс субдукции (обдукции), коллизии и образования "глубинных надвигов" (в терминологии В.Е. Хаина) является мощным искажающим фактором, вызывающим снижение наблюдаемого теплового потока по сравнению с "донадвиговой" ситуацией. Действие этого фактора тем дольше, чем больше суммарная толщина аллохтонных пластин. На

фоне релаксирующего искажения теплового поля при закрытии палео-Тетиса происходила последующая термическая активизация, надежно реконструируемая по петрохимическим индикаторам. Эволюция теплового поля происходила неравномерно и характеризовалась периодами относительного термического покоя и вспышками термической активности. Поэтому мы рассматриваем стадийность эволюции теплового поля, контролируемую петрогенетическими реперами.

Средний карбон (320 млн лет назад). Начиная с конца раннего и в позднем карбоне южная окраина Северо-Азиатского континента имела ярко выраженный активный характер и в ее пределах на территории Южной Монголии формировался краевой вулканический пояс. Он образован мощными (до 400 м) сериями покровов андезито-базальтов, андезитов, риодацитов и риолитов известково-щелочного ряда. Петрохимические исследования, выполненные в западной части Южной Монголии, показали закономерное возрастание содержания К в породах от южной к северной частям пояса [Ярмолюк, 1983]. Эти вариации связываются с палеозоной субдукции, погружавшейся под активную континентальную окраину под углом в 45° . Скорость субдукции оценивается в 1 см/год [Коваленко и др., 1983]. Судя по проекции этой палеозоны, глубоководный желоб проходил по Южной периферии континентальной плиты, у подножия континентального склона, реставрируемого по терригенным комплексам Даланульско-Лугингольской зоны.

В целом геодинамическая обстановка этого времени напоминала современную Андийскую окраину. Такая область сохранялась до конца среднего карбона, когда в результате очередного мощного импульса тектонических движений началось встречное активное надвигание Северо-Евразийской континентальной плиты на океаническую плиту палео-Тетиса. Факт перемещения в южном направлении в позднем палеозое Северо-Евразийской плиты доказан на основании палеомагнитных исследований [Храмов, Радионов, 1977].

В термическую модель, соответствующую этому времени, закладывались данные о наклоне зоны субдукции и о мощности субдуцируемой плиты. Мы полагали, что вся океаническая плита палео-Тетиса мощностью 70 км была субдуцирована под Северо-Евразийскую континентальную плиту. Легко показать, что фронт плиты, погружающейся со скоростью 1 см/год, достигает глубины 150 км за ~14 млн лет. В модели рассматривалось постепенное продвижение фронта плиты, для этого интервал в 14 млн лет был разбит на два и скорость субдукции считалась постоянной. Вдоль зоны Беньофа задавалась температура, нарастающая сверху вниз за счет фрикционного разогрева. Количественно эта температура рассчитывалась для модели Ж. Гогеля [1978] по палеткам [Хуторской, 1985]. В теплофизическом разрезе на этом шаге была учтена перестройка, связанная с внедрением слоя с теплопроводностью 2,9 Вт/(м·К) внутрь слоя с теплопроводностью 3,3 Вт/(м·К). Кроме того, в это же время происходил вынос литофильных элементов в верхнюю часть коры [Кравченко, 1977], что повлекло за собой концентрацию радиоактивных элементов. Поэтому вводились дополнительные источники, моделирующие радиотеплогенерацию в самом верхнем слое погружающейся плиты. Как уже отмечалось, радиогенный тепловой поток в Южно-Монгольском поясе составил 14 мВт/м².

После такого изменения структуры модели были рассчитаны температуры в литосфере для времени (320—7) и (320—14) млн лет назад (рис. 46). Уже зачаточная субдукция (рис. 46, а) создает зону пониженного геотермического градиента и теплового потока под фронтом опускающейся плиты. Как показывают наши расчеты, амплитуда понижения теплотокла составляет 15 мВт/м², а температура на глубине 10—20 км уменьшается на 130—140°C относительно досубдукционной ситуации. При развитой субдукции (рис. 46, б) в литосфере появляется область отрицательного, т.е. направленного вниз, теплового потока, который

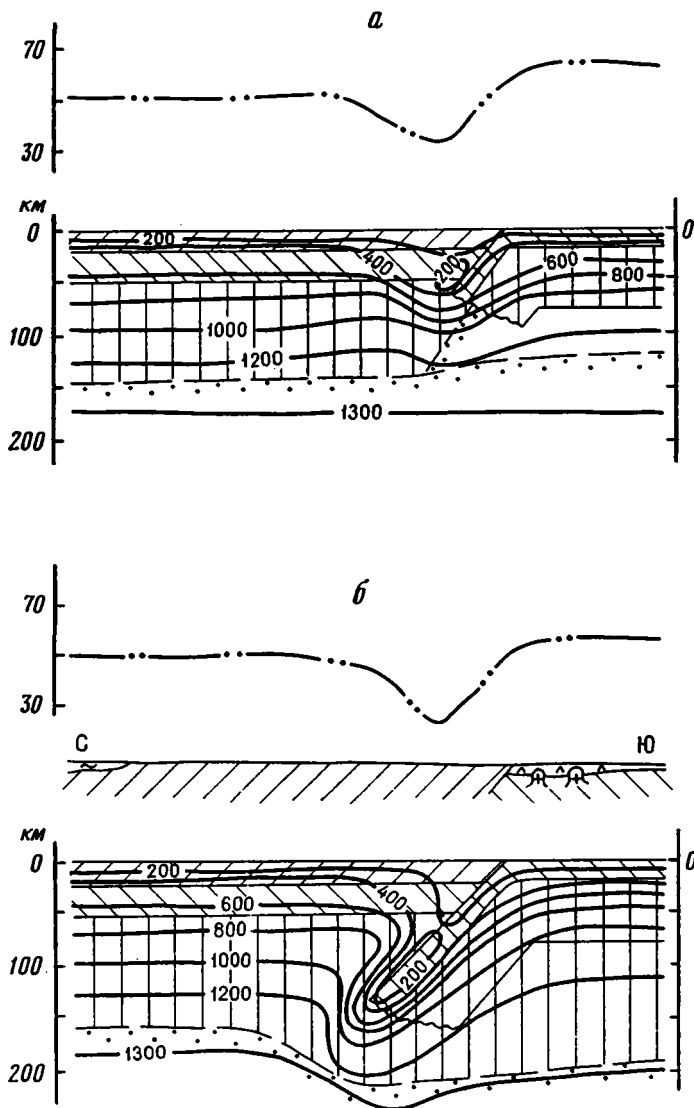


Рис. 46. Термический режим литосферы для времени 320 млн лет назад
 а — начальная субдукция, б — развитая субдукция. Условные обозначения см. на рис. 45

уменьшает глубинный теплородок, идущий к поверхности. Этот процесс для Земли нестационарный. Теоретически холодная плита принимает через определенное время температуру окружающих пород, после чего наступает квазистационарное состояние. Однако при очень низкой температуропроводности литосферы это состояние достигается через промежутки времени, соизмеримые (или даже превосходящие) с продолжительностью тектонических циклов.

Ранняя пермь. Начиная с конца позднего карбона и в ранней перми произошла перестройка тектоно-магматического ареала на территории Монголии. Область распространения вулканитов известково-щелочной серии смещается на север в Центральную Монголию, где они представлены мощным (до 2—3 км) комплексом существенно андезитовых и риолитоцитовых толщ, протянувшимся в виде непрерывного пояса (Центрально-Монгольского) шириной до 200 км от Кот-

ловины Больших озер на западе до восточной границы Монголии. Петрохимический характер этих вулканитов соответствует известково-щелочной петрохимической серии.

В Северной Монголии распространена синхронная вулканическая серия большой мощности (до 6000 м) развитая в пределах Северо-Хангайского и Орхон-Селенгинского прогибов и объединяемая в Северо-Монгольский вулканический пояс [Ярмолюк, 1983]. По составу эта серия отличается от Центрально-монгольской и представлена породами субщелочного ряда, главным образом трахиандезитами, трахиандезитобазальтами, трахидацитами и трахириолитодами. Повышенное содержание К в нижнепермских вулканитах Северной Монголии по сравнению с аналогичными породами Центральной Монголии позволяет предполагать, что формирование раннепермского магматического ареала, так же как и среднекарбового, происходило над зоной субдукции, погружающейся к северу. Расчеты, основанные на среднем содержании К в андезитах, показывают, что погружение происходило под углом 20—25° от глубин ~ 220—240 км под Центральномонгольским поясом до глубин 320—340 км под Северо-Монгольским поясом.

В Южной Монголии, где в раннем-среднем карбоне господствовали известково-щелочные образования, в первой половине перми формировались породы бимодальной базальт-трахириолит-комендитовой ассоциации. Они связаны с линейными субширотными грабенообразными зонами — Южной Гоби-Тянь-Шаньской и северной, приуроченной к зоне разломов Главного Монгольского линеамента. По составу и особенностям структурной позиции эти ассоциации являются полным аналогом магматических комплексов современных континентальных рифтов, что позволяет отождествить указанные грабенообразные зоны с континентальными рифтами [Коваленко и др., 1983].

Изменение структуры раннепермского магматического ареала Монголии по сравнению со среднекарбовым связывается с возникновением под южным краем Северо-Евразийского палеоконтинента гигантского пологого субгоризонтального тектонического срыва в нижних горизонтах коры или на границе коры и мантии [Коваленко и др., 1983]. По этому срыву южные краевые части Северо-Евразийской континентальной плиты стали надвигаться в южном направлении на океаническую плиту палео-Тетиса, последовательно перекрыв зону субдукции, а затем и располагавшийся в это время сравнительно недалеко от границы плит активный рифт. При этом зона субдукции оказалась под той частью континентальной плиты, которая соответствовала Центральной и Северной Монголии, а океанская рифтовая зона — под Южной Монголией.

В известной степени палеотектоническая обстановка в ранней перми на территории Монголии напоминает современную геодинамическую обстановку запада Северной Америки, где имеются веские доказательства перекрытия Восточно-Тихоокеанского поднятия и его рифтовой зоны Северо-Американской литосферной плитой. Над областью этого перекрытия, как и в ранней перми в Южной Монголии, сформировалась рифтовая область Провинции бассейнов и хребтов и сопутствовавшая рифтообразованию бимодальная вулканическая ассоциация с комендитами [Бейли, 1976].

В геотермическом поле в это время происходила релаксация отрицательного температурного градиента, сформировавшегося в конце среднего карбона. В зоне экстремального отрицательного геотермического градиента (–31 мК/м) через 50 млн лет уже существовал положительный градиент (0,45 мК/м). Такая быстрая релаксация связана с появлением дополнительного теплового источника, обусловленного подъемом к поверхности аномальной мантии, который вызвал растягивающие напряжения в коре и излияния вулканических образований бимодальной ассоциации. Мощность дополнительного теплового источника оценивалась на примере Провинции бассейнов и хребтов запада США [Lachenbruch,

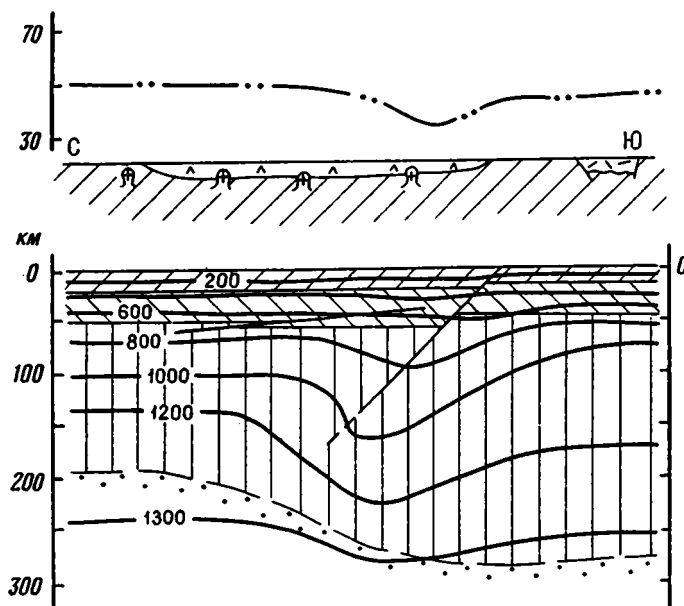


Рис. 47. Термический режим литосферы для времени 270 млн лет назад
Условные обозначения см. на рис. 45

Sass, 1978; Зорин, Лепина, 1984]. Она адекватна величине мантийного теплового потока q_M , т.е. в кору в это время поступал тепловой поток, равный $2q_M$. Однако действие этого дополнительного источника выразилось лишь в снятии отрицательного геотермического градиента в центральной части геотраверза. Следовательно, образование глубинных надвигов является более мощным тепловым искажающим фактором, чем локальный привнос разогретого вещества. Пологий тектонический срыв в Северо-Евразийской плите образовался в зоне низкого геотермического градиента (менее 4 мК/м), связанного с релаксацией следов глубинного надвига. Это объясняет меньшие на порядок искажения теплового поля по сравнению с предыдущим шагом. Приведенный на рис. 47 геотермический разрез отражает интегральный эффект действия всех источников тепла.

После структурной перестройки литосферы стала заметно меняться ее мощность. Если в девоне в Южной Монголии литосфера имела мощность 70–80 км, что характерно для существовавшего там океана палео-Тетис, то в перми литосфера заметно охладилась и изотерма солидуса базальта опустилась на глубину 180–200 км. Такая мощность характерна для континентальной литосферы. Севернее зоны столкновения плит также отмечается некоторое охлаждение литосферы, но приращение ее мощности составляет всего 10 км.

Три а с. В конце перми, по-видимому, произошло полное закрытие палео-Тетиса и режим активной континентальной окраины на территории Монголии сменился обстановкой континентальной коллизии. С конца раннего триаса на территории страны, точнее, в ее восточной части начал разыгрываться новый цикл тектоно-магматических событий. В это время в осевой части Монголо-Охотского пояса, главным образом за пределами Монголии, возник глубоководный морской прогиб, имевший характер внутриконтинентального. Его западным окончанием на территории Монголии служил Джаргалантуинский прогиб. Магматические события протекали по обрамлению прогиба, образуя зонально-симметричный ареал, подковообразное окончание которого приходится на территорию Восточной Монголии. Здесь в участках, непосредственно прилегающих к прогибу, и на его продолжении возникли крупные батолитообразные

интрузивы гранитов и гранодиоритов. Область их распространения с севера, запада и юга обрамлена площадями развития мелких интрузий лейкогранитов, вулканитов повышенной щелочности (шошонит-латитовая ассоциация), а также щелочных гранитов и сиенитов, тяготеющих к самой внешней зоне магматического ареала.

Геодинамическая обстановка этого времени, по мнению М.И. Кузьмина [1985], была связана с перемещением спрединговой зоны палео-Тетиса под основание Монголо-Охотского пояса, что обусловило тектоно-магматическую активность в пределах пояса, в частности формирование глубоководного морского залива и образование зонально построенного магматического ареала. В целом же геодинамическая обстановка этого времени была близка к обстановке континентальной коллизии, характерной для Альпийско-Гималайского подвижного пояса.

Обильное выплавление кислых дифференциатов в пределах Хэнтэйской области было связано с подъемом геонизотерм в основании этой области, обладавшей, судя по геологическим данным, повышенной мощностью континентальной коры. Термодинамические условия, достаточные для выплавления, существовали на глубине 60—70 км.

С батолитообразными интрузивами связано формирование сводового поднятия, амплитуда которого, по-видимому, не превышала 3,5 км [Грачев и др., 1981]. Термическая активизация должна повышать тепловой поток на поверхности, а быстрое образование сводового поднятия — снижать. Эти два процесса, действуя одновременно, создают интегральный эффект на поверхности, выражающийся в тепловом потоке. Он повышается в Северном мегаблоке на 5—8 мВт/м². На глубине 60 км в это время существовали температуры 800—820°C. В Южном мегаблоке на той же глубине температуры не превышали 700°C. Этим объясняется полное отсутствие магматизма и развитие низкотемпературных фаций метаморфизма в Южно-Монгольском поясе [Гоби-Алтайское..., 1963]. С другой стороны, повышенная вязкость литосферы обусловила формирование линейных протяженных разломных зон, мощных покровных структур, определивших специфический облик Центрально-Азиатского пояса.

Поздняя юра - ранний мел. В течение всей юры, а затем и в раннем мелу на территории МНР происходили дифференцированные глыбовые деформации с элементами растяжения и сжатия [Мезозойская..., 1975]. В результате этих движений возникли системы локальных конседиментационных прогибов, которые окаймляли обширные сводовые поднятия домезозойского основания (например, Хэнтэйское поднятие). В прогибах происходило накопление континентальных (часто угленосных) моласс и наземных вулканогенных образований. Характер магматической деятельности был ярко выраженный внутриконтинентальный. Магматическая активность была связана с развитием Восточно-Монгольской рифтовой зоны, протянувшейся в северо-восточном направлении по южному обрамлению современного Хэнтэйского нагорья. Рифтовая зона шириной 250—300 км представляла собой систему параллельных и ветвящихся грабенов, выполненных базальтами и трахириолитами, местами с латитами, трахитами, карбонатитами или редкометальными онгонитами. С осевыми частями грабенов совпадают магмовыводящие зоны [Фрих-Хар, Лучицкая, 1978]. Они контролируются продольными разломами и, следовательно, были связаны с поперечным растяжением. По составу продуктов извержений, внутреннему строению и общему структурному положению позднемезозойская вулканическая область близка к рифтовым зонам, связанным с внутриконтинентальным Альпийско-Гималайским коллизионным поясом [Andesites, 1982].

Как показало геотермическое моделирование, щелочной вулканизм в зонах растяжения Восточно-Монгольской рифтовой зоны не может быть обеспечен термическим состоянием литосферы, сохранившей тепло позднепалеозойско-раннемезозойского теплового диапира. Через 70 млн лет, прошедших после

предыдущего шага моделирования, температура на глубине 60 км понизилась бы на 150—200° С. Поэтому необходимо было включение дополнительного источника тепла, находящегося в земной коре. Если этот источник поместить в верхней мантии, то кондуктивный импульс от него достигнет верхней части земной коры за все позднемезозойское время и, естественно, не обеспечит выплавление магмы. Единственным механизмом быстрой доставки энергии в земную кору является конвективный теплоперенос при внедрении силикатного вещества мантии в земную кору. Изучение изотопного отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в Керуленской зоне [Прасолов и др., 1984] показало, что осуществлялся привнос мантийного ^3He в земную кору. Однако этот привнос происходит не в виде автономного потока газа, а вместе с силикатным веществом [Поляк, 1988]. Доставляемое в кору силикатное вещество обеспечило термическую активизацию в форме "рассеянного рифтогенеза". Количественным выражением этой активизации явилось повышение теплового потока с поверхности (рис. 48), усиленное еще эрозией сводового поднятия. Как известно, процесс эрозии приводит к повышению теплового потока, несмотря на снос радиоактивных элементов в верхней части коры [England, Thompson, 1984].

В южном мегаблоке в это время отсутствовал вулканизм и тепловой режим определялся продолжающейся релаксацией нестационарного температурного градиента, который не превышал 11—15 мК/м.

Проявлявшаяся в Северном мегаблоке позднемезозойская рифтовая активизация обусловила типы термического режима Восточной Монголии. Литосфера Северного мегаблока продолжала разогреваться, а Южного — охлаждаться. Эта тенденция сохранилась и в кайнозое.

Кайнозой. Магматическая деятельность в кайнозое проявилась в форме излияния лав основного состава вдоль меридиональной полосы от Хубсугула до Гобийского Алтая. Это простирается нарушается в районе Болнайского разлома и в Долине озер, где поля базальтоидов образуют широтные полосы. Их пространственное и генетическое сходство с трансформными разломами отмечалось неоднократно [Основные..., 1984; Зоненшайн и др., 1979; Хуторской и др., 1984]. Эта группа вулканических проявлений связана с развившимся в кайнозое Байкальско-Хубсугульским рифтом, вскрывшим мантию в пределах Монголии от Тункинской впадины до Болнайского разлома, что подтверждается анализом изотопии He. Вторая группа вулканических проявлений кайнозоя — базальтовое плато Дариганга — приурочено к системе рифтовых грабен Шанси и Ляохэ, являясь ее самым северным участком. Образование рифтовых зон Центральной Азии в кайнозое объясняется с позиции тектоники плит коллизией Индостанской и Северо-Евразийской литосферных плит [Molnar, Tarponier, 1975] или более мелких плит [Зоненшайн и др., 1979]. Однако существует иная модель кайнозойского рифтогенеза, основанная на ведущей роли плотностных неоднородностей в мантии и гравитационной дифференциации [Зорин, Флоренсов, 1984; Грачев и др., 1981]. Излияния кайнозойских базальтов известны только там, где в результате движения плит возникают растягивающие напряжения, как это фиксируется в Байкальской и Хубсугульской рифтовых зонах, Тункинской впадине и в Северном Хангае.

Восточная Монголия в полосе рассматриваемого геотраверза в кайнозое не была затронута интенсивным тектогенезом, что подтверждается почти полным отсутствием вулканизма в этой части страны. В геотермическом поле отражались остаточные термические процессы, связанные с инерционностью кондуктивной теплопроводности. Распределение температурного поля (рис. 49) характеризует современное термическое состояние литосферы вдоль геотраверза. Из рисунка видно, что солидусные температуры в Северном мегаблоке встречаются на глубине 300—320 км, а в Южном — на глубине 350—370 км. Сравнивая термическое состояние современной и раннемезозойской литосферы

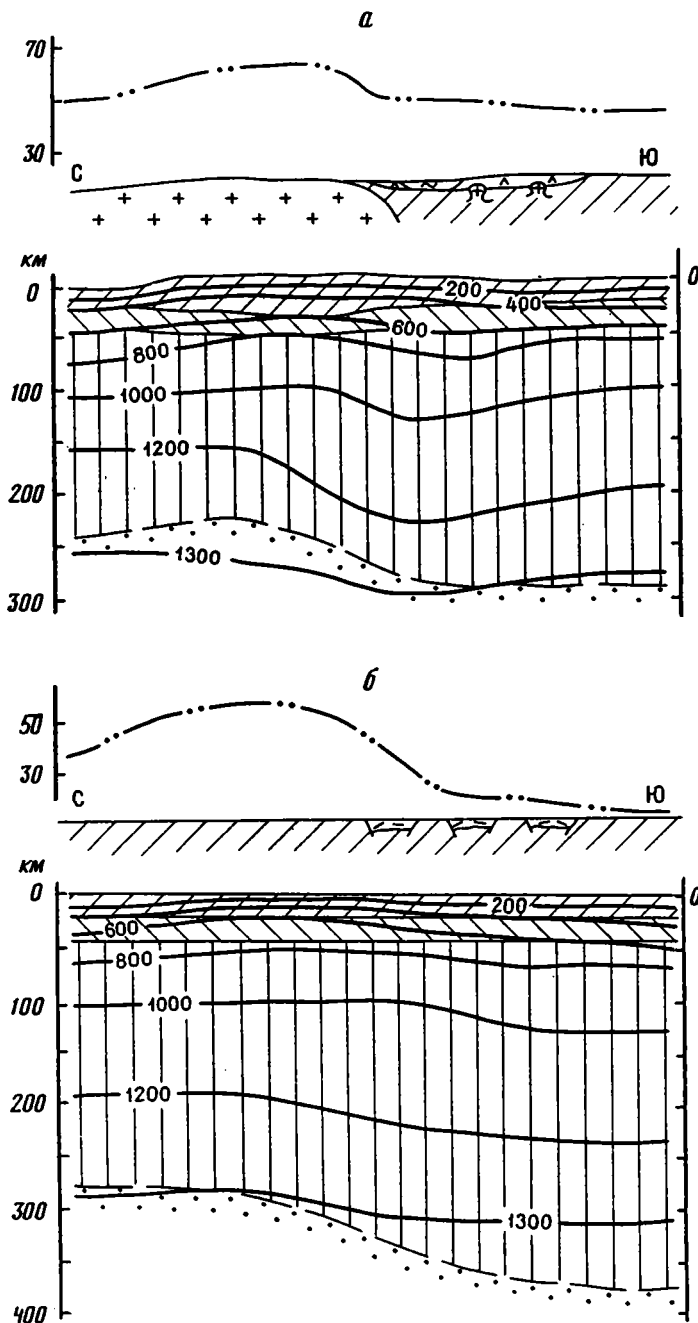


Рис. 48. Термический режим литосферы в мезозое для 200 млн лет назад (а) и 130 млн лет назад (б)

Восточной Монголии, можно сделать вывод об уменьшении термического потенциала во времени, а для настоящего момента — в пространстве: с запада на восток и с севера на юг Монголии. К подобным выводам пришли авторы работы [Зорин и др., 1982], считающие, что в настоящее время часть Западной Монголии, лежащая на продолжении Байкальской рифтовой зоны, находится в стадии разогревания, а Восточной — в стадии охлаждения.

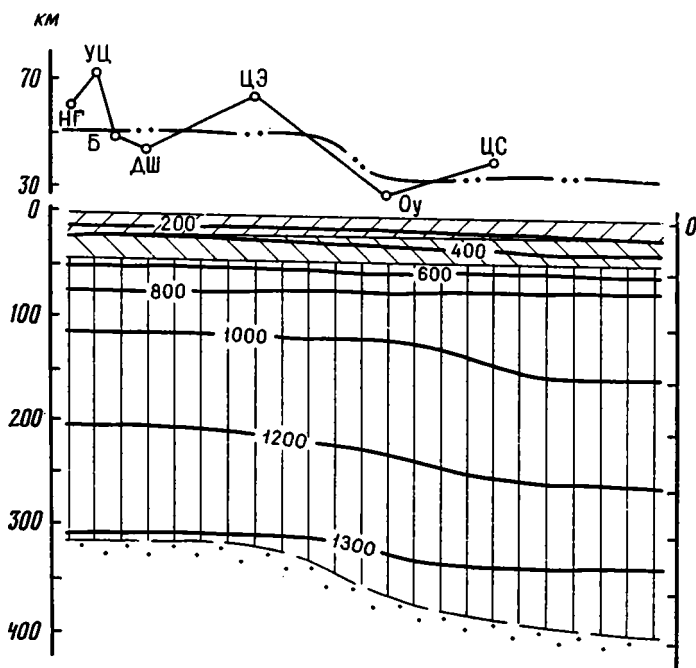


Рис. 49. Современный термический режим литосферы

Для сравнения эмпирических и расчетных геотермических данных был построен профиль теплового потока, измеренного в скважинах, попадающих в полосу геотраверза. Это следующие объекты (с юга на север): Цаган-Субурга, Оюут, Цаган-Элигени, Дзан-Ширэ, Бэрх, Ундур-Цаган-Обо и Нарингуйн-Гол. Модельный тепловый поток рассчитывался с учетом значений геотермического градиента и коэффициентов теплопроводности в верхнем 10-километровом слое литосферы (см. рис. 49). Сравнение модельных и эмпирических данных показывает почти полное их согласие в Южном мегаблоке и заметные расхождения в Северном. Однако отсутствие систематического разброса данных свидетельствует о принципиально верном выборе граничных и начальных условий моделирования. По-видимому, существующее расхождение объясняется неучтенной скрытой разгрузкой глубинного тепломассопотока на заключительной стадии тектонического развития, не проявившегося в вулканизме, а значит, не заданного в геотермической модели на последних расчетных шагах.

Выполненное нестационарное моделирование позволяет связать тепловой режим и условия образования фаций регионального метаморфизма. К сожалению, конкретных данных по метаморфической зональности этой части МНР крайне мало. В Центрально-Азиатском поясе могут быть выделены две параллельные зоны (пояса), имеющие субширотное простираие, совпадающее с простираием тектонических структур [Метаморфические..., 1977]. Южный метаморфический пояс включает низкотемпературную зеленосланцевую и глаукофан-сланцевую фации. Он охватывает районы южных склонов хребтов Монгольского и Гобийского Алтая и пустыню Гоби. Северный метаморфический пояс характеризуется в основном среднетемпературными ассоциациями эпидот-амфиболитовой фации. В обоих поясах метаморфизму подвержены породы от ордовика до карбона. Более молодые отложения перекрывают метаморфизованные толщи. Выходы пород зеленосланцевой комплекса, содержащего в основном глаукофан-лавсонитовые сланцы, отмечаются в верхних пластинах тектонических покровов и в узких вздернутых тектонических клиньях. Как известно, глаукофан-

лавсонитовая фация формируется в условиях низких температур (100—250°C) и относительно высоких гидростатических давлений (6—12 кбар) [Turner, 1968]. Такие условия создаются в областях мощного осадконакопления или при стрессовых напряжениях, выражающихся в образовании покровно-надвиговых структур [Добрецов и др., 1970]. Типичными районами распространения фации глаукофановых сланцев являются зоны субдукции океанических плит [Coleman, 1971; Добрецов, 1974]. Они отмечаются не только в современных (Япония, Сахалин, Камчатка, Калифорния), но и в палеозонах Беньюфа (Пеннинские горы, пояс Санбагава в Японии, Тянь-Шань, Урал, Восточный Казахстан и т.д.). Это области, в которых низкотемпературный режим возник из-за вовлечения относительно холодных блоков литосферы на глубину. В то же время этот процесс сопровождался огромными стрессовыми напряжениями, соответствующими литостатической нагрузке 40—45-километрового слоя литосферы.

Таким образом, зоны субдукции (обдукции) по своим термодинамическим условиям являются концентраторами проявления метаморфизма глаукофановой (глаукофан-лавсонитовой) фации. Южно-Монгольский пояс герцинид, в котором развита данная фация, сформирован в результате субдукции океанической плиты. Это еще одно доказательство структурной перестройки литосферы в позднем палеозое.

Нижний температурный предел зоны образования глаукофановых сланцев для времени 320—270 млн лет назад в Южно-Монгольском поясе достигается на глубинах 6,5—8 км. В настоящий момент эти породы обнажаются на поверхности [Метаморфические ..., 1977]. Следовательно, можно предположить, что верхние 8 км коры были эродированы. Это допущение позволяет рассчитать важную для тектонических и геотермических реконструкций характеристику — скорость эрозии. В первом приближении будем считать, что эрозия происходила с постоянной скоростью на протяжении всей послепермской истории. В этом случае она составит 0,03 мм/год.

Северная метаморфическая зона Центральноазиатского пояса в позднем палеозое характеризовалась термодинамическим режимом эпидот-амфиболитовой фации. Из рис. 46, б видно, что в северной части геотраверза на глубинах 25—30 км существовали температуры 450—500°C. Аналогичный предыдущему ход рассуждений приводит нас к выводу, что в данном случае за 200 млн лет после образования сводового поднятия было эродировано 25 км коры, т.е. скорость эрозии составляла 0,12 мм/год.

Полученные значения скоростей эрозии как в первом, так и во втором случае относятся к сравнительно низким для складчатых поясов. Так, в Альпах [Clark, Jager, 1969] скорость эрозии составляет 1 мм/год, в Скандинавии [Royden, Hodges, 1984] и в Шотландии [England, Richardson, 1977] — 0,6 мм/год, т.е. в 5—30 раз выше, чем в Монголии. Отсюда вытекают два важных геотермических следствия: во-первых, искажение глубинного теплового потока процессами эрозии значительно ниже погрешности измерений и этот фактор можно не учитывать при оценке глубинного теплопотока; во-вторых, основная часть верхнего слоя литосферы, содержащего радиоактивные элементы, остается в разрезе, что обуславливает инвариантность поверхностной теплогенерации на протяжении всей послепалеозойской истории. С этим же, по-видимому, связана повышенная величина глубинного параметра D для Монголии по сравнению с докембрийскими платформами: Канадской, Африканской, Австралийской, Восточно-Европейской — и фанерозойскими складчатыми поясами Новой Англии, Великобритании, Скандинавии, где степень эродированности много выше. Заметим также, что во многих тектонических депрессиях (Бухаро-Хивинской, Таджикской, Иссык-Кульской) также отмечаются высокие значения D [Любимова, 1985] и практически нулевая скорость эрозии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение теплового поля Земли дает основную информацию о планетарном энергетическом балансе, об энергетике геологических процессов, о термодинамических условиях в недрах планеты, а следовательно, о движущих механизмах развития тектоносферы. Не менее важны практические аспекты изучения теплового поля для поисков, разведки и эксплуатации месторождений полезных ископаемых и освоения геотермальных ресурсов.

Важнейшим параметром теплового поля является плотность теплового потока (часто употребляемое название "тепловой поток"). Определению, анализу и интерпретации именно этого параметра были посвящены геотермические исследования, проводившиеся в МНР. Для получения данных теплового потока измеряли геотермический градиент и теплопроводность в буровых скважинах и в дне оз. Хубсугул, а также рассчитывали тепловой поток по корреляционной зависимости его с изотопным отношением гелия. В работе использованы оценки теплового потока на 41 участке. Для получения значений фонового теплового потока количественно оценивались поверхностные факторы, искажающие наблюдаемое геотемпературное поле. Заметные искажения создаются за счет влияния рельефа, структурно-геологических неоднородностей и фильтрации подземных вод. С помощью аналитических и аналоговых методов оценивались поправки и рассчитывался фоновый тепловой поток. Он изменяется на территории МНР в широких пределах. Максимальные значения отмечаются в глубоководной части оз. Хубсугул (более 90 мВт/м^2) и в Ононском грабене (100 мВт/м^2), а минимальные ($16\text{—}40 \text{ мВт/м}^2$) — в Южно-Монгольском герцинском поясе.

В современной термической структуре Монголии можно выделить три типа регионального распределения фонового теплового потока, условно названные нами Хубсугульский, Центральномонгольский, Южно-Монгольский. Первый представляет собой узкую линейную зону аномально высокого теплового потока вдоль оси оз. Хубсугул и генетически связан с внедрением "большой дайки" мантийного вещества, что подтверждается также анализами изотопии гелия. Второй — закономерное уменьшение теплового потока по мере "удревнения" тектонических структур — генетически связан с обширным внедрением разогретого вещества мантии в протоконтинентальную литосферу и постепенным его остыванием от периферии зоны к ее центру. Третий тип — аномально низкий тепловой поток в Южно-Монгольском линейном геосинклинальном поясе — объясняется субдукцией в середине карбона океанической коры палео-Тетиса под континентальную Северо-Евразийскую плиту. Если суммарная толщина надвинутых пластин континентальной коры составляла $60\text{—}70 \text{ км}$, то возникшее из-за нестационарности кондуктивной теплопередачи понижение значений поля будет искажать фоновый тепловой поток в течение $300\text{—}350 \text{ млн лет}$, что обеспечивает наблюдаемую аномалию. Время начала действия (включения) тепловых источников было реконструировано по наблюдениям возраста вулканитов, а тип геодинамической обстановки — по их составу. Расхождения наблюдаемых и модельных значений теплового потока могут свидетельствовать о скрытой раз-

грузке глубинного тепломассопотока, не проявившейся в вещественном выражении. Скрытая разгрузка, по-видимому, играла заметную роль в Керуленском блоке.

Анализ распределения фаций регионального метаморфизма в Северном и Южном мегаблоках Монголии показал, что они согласуются с палеотермодинамическими условиями литосферы, существовавшими во время образования метаморфических пород. С помощью палеотермодинамических реперов территории Монголии можно отнести к регионам с низкой скоростью эрозии. Полученные данные по эрозионному срезу определяют важные в практическом отношении металлогенические выводы. Так, условия для сохранения месторождений высоких уровней формирования (типа меднопорфировых, эпитеpmальных и др.) наиболее благоприятны в Южной Монголии и в отдаленном обрамлении Хэн-тэйского сводового поднятия, затронутых незначительным эрозионным разрушением. В пределах Северной Монголии наиболее вероятно распространение месторождений больших и умеренных глубин образования.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В.А., Борзаковский Ю.А., Лувсанданзан Б. и др. Основные черты тектоники Монгольской Народной Республики // Орогенетические пояса. М.: Наука, 1968. Т. 3. С. 62—67. (XXII сес. Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов).
- Артемьев М.Е., Генштафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Корреляция новейшей тектономагматической активизации территории МНР с мантийной компонентой гравитационного поля // Докл. АН СССР. 1978. Т.241, №6. С. 1303—1306.
- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Недра, 1979. 268 с.
- Аюушжав Г., Белугина В.Н., Луговенко В.Н. Распределение амплитудных характеристик аномального магнитного поля в восточной части МНР и на сопредельной территории СССР // Пространственно-временная структура геомагнитного поля. М.: Наука, 1976. С. 151—156.
- Аюушжав Г., Бямбаа Ч., Луговенко В.Н. Основные черты строения аномального магнитного поля на территории Монголии // Анализ пространственно-временной структуры геомагнитного поля. М.: Наука, 1975. С. 201—209.
- Батсук Н., Шумеев В.П., Черкасов А.Е., Санарина А.В. Поверхностные воды и водный баланс оз. Хубсугул // Природные условия и ресурсы Прихубсугуля в МНР. М.: Наука, 1976. С. 185—206.
- Бейли Д.К. Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм // Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 169—183.
- Блюменцвайг В.И., Попов А.И. О связи магнитного поля с геологической структурой Центральной Монголии // Геофизические исследования Сибирской платформы. Иркутск: Вост.-Сиб. изд-во, 1977. С. 93—103.
- Богданова Л.Л., Кулаков В.С., Черкасов А.Е. Физико-географическая характеристика // Природные условия и ресурсы Прихубсугуля в МНР. М.: Наука, 1976. С. 11—23.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 303 с.
- Борисов А.А., Володарский Р.Ф., Круглякова Г.И. Анализ природы аномального магнитного поля территории СССР // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев.: Наук. думка, 1971. С. 136—143.
- Вахрамеев В.А., Мейен С.В. Флоры и климаты Евразии в геологическом прошлом // Природа. 1970. №11. С. 32—41.
- Галицын А.С., Жуковский А.Н. Явный вид решений некоторых краевых задач для уравнения теплопроводности в эллиптических координатах // Аналитические, численные и аналоговые методы в задачах теплопроводности. Киев.: Наук. думка, 1977. С. 18—27.
- Генштафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Проблемы глубинного строения Монголии. // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 183—195.
- Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т.2. 483 с.
- Геохимия подземных минеральных вод Монгольской Народной Республики. Новосибирск: Наука, 1976. 76 с.
- Гиринский Н.К. Некоторые вопросы динамики подземных вод // Вопросы гидрогеологии и инж. геологии. 1947. №9. С. 3—100.
- Глюзман А.М. Стационарное тепловое поле Земли вблизи куполообразных структур // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1966. №3. С. 113—117.
- Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 193 с.
- Гогель Ж. Геотермия. М.: Мир, 1978. 171 с.
- Голдырев Г.С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 181 с.
- Голубев В.А. Геотермия Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.
- Голубев В.А. Гео- и гидротермические исследования на Среднем Байкале // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. №7. С. 12—26.
- Городницкий А.М., Гольмшток А.Я., Хуторской М.Д. Способ расчета мощности океанической литосферы по результатам измерений теплового потока через дно океана // Тектоника литосферных плит. М.: ИО АН СССР, 1979. Вып. 3. С. 18—26.
- Грачев А.Ф., Генштафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Геодинамика Байкало-Монгольского региона в кайнозое // Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР. 1981. С. 134—176.
- Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1969. С. 118—131.
- Десяткин Е.В., Лискун И.Г., Певзнер М.А., Бадамгарав Л. К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии // Ассоциация вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973. С. 37—49.

- Дементицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 254 с.
- Джоунз Ф.У., Оксбург Э.Р. Даумерные аномалии теплопроводности и вертикальные изменения теплового потока // Тепловое поле Европы. М.: Мир, 1982. С. 117—127.
- Добрецов Н.Л. Фация (фации) глаукофановых сланцев // Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. С. 80—146.
- Добрецов Н.Л., Меламед В.Г., Шаралов В.Н. Динамика регионального метаморфизма для модели простого погружения коры океанического типа // Геология и геофизика. 1970. №10. С. 16—24.
- Дуранте М.В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 280 с.
- Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Лысак С.В. и др. Тепловой поток Сибири // Геология и геофизика. 1982. №1. С. 42—51.
- Дучков А.Д., Казанцев С.А. Результаты изучения теплового потока через дно озер // Теоретические и экспериментальные исследования по геотермике морей и океанов. М.: Наука, 1984. С. 104—113.
- Дучков А.Д., Моисеенко У.И. О возможности измерения геотермических градиентов в неглубоких скважинах // Геология и геофизика. 1970. №9. С. 83—86.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С. Топографическая поправка к геотермическому градиенту // Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Б.н., 1971. Вып. 2, ч. 2. С. 29—36.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С., Соловьева З.А., Хайковский З.С. Тепловой поток западной части Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1978. №4. С. 96—100.
- Дьяконов Д.И. Геотермия в нефтяной геологии. М.: Гостоптехиздат, 1968. 277 с.
- Жалбулский Н.Д., Цибульчик Г.М., Цибульчик И.Д. Годограф сейсмических волн и мощность земной коры Алтае-Саянской складчатой области по данным регистрации промышленных взрывов и местных землетрясений // Геология и геофизика. 1965. №1. С. 173—179.
- Жернов И.Е., Павлов И.Н. Моделирование фильтрационных процессов. Киев: Наук. думка, 1976. 192 с.
- Заболотник С.И., Шасткевич Ю.Г. Некоторые данные о температуре горных пород на территории Монгольской Народной Республики // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита: Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР, 1969. С. 85—90.
- Зайцев Н.С., Ильин А.В. Некоторые особенности Буриханского месторождения фосфоритов (МНР) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259, №2. С. 430—432.
- Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит внутренней Азии // Геолого-геофизические и подводные исследования озера Байкал. М.: ИО АН СССР, 1979. С. 157—203.
- Зорин Ю.А. Об аномальной мантии и температурном режиме земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. №9. С. 37—43.
- Зорин Ю.А., Лепина С.В. К вопросу о термическом утонении литосферы под континентальными рифтами // Геология и геофизика. 1984. №7. С. 99.
- Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука, 1982. 93 с.
- Зорин Ю.А., Осокина С.В. Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. №7. С. 17—25.
- Зорин Ю.А., Флоренсов Н.А. О геодинамике кайнозойских поднятий Центральной Азии // Проблемы геоморфологии гор. М.: Наука, 1984. С. 160—170.
- Иванов В.В. Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР // Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М.: Медгиз, 1960. С. 171—260.
- Ильин А.В., Зайцев Н.С. Тектоника Прихубсугульского прогиба МНР // Геотектоника. 1970. №5. С. 3—11.
- Ильин В.А., Кононов В.И. Оценка температур глубинных теплоносителей по геохимическим особенностям поверхностных термоявлений // Вулканология и сейсмология. 1979. №5. С. 98—102.
- Карплус У. Моделирующие устройства для решения задач теории поля. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 368 с.
- Карслон Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 487 с.
- Каталог значений вертикальной составляющей геомагнитного поля на территории Монгольской Народной Республики / Под ред. Г.Аюушжава, А.Н.Пушкова. М.: ИЗМИРАН, 1977. 126 с.
- Кеппежинская В.В., Павленко А.С., Филиппов Л.В. Кайнозойские базальтоидные ассоциации Монголии и связанные с ними глубинные включения // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 144—156.
- Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. 1983. №6. С. 13—29.
- Коган Р.И., Бондаренко В.Н., Чолакан П.Г., Рубо Г.Л. Задачи сравнения геохимических совокупностей // Статистические методы при геохимических поисках месторождений. М.: ИМГРЗ—ОНТИ, 1973. С. 34—76.
- Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Корытничкова Н.Н. Влияние теплопроводности

- горных пород на геоизотермы // Геофиз. журн. 1937. Т. 7, вып. 1. С. 62—69.
- 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.
- Коселев Ю.Я. Эпитермальные флюоритовые месторождения Восточно-Монгольского вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 135 с.
- Кравченко С.М. Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1977. 213 с.
- Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. М.: Наука, 1985. 200 с.
- Кузьмин М.И., Филиппова И.Б. История развития Монголо-Охотского пояса в среднем—позднем палеозое и мезозое // Строение литосферных плит: (взаимодействие плит и образование структур земной коры). М.: ИО АН СССР, 1979. С. 189—226.
- Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 148 с.
- Кутасов И.М. Восстановление температурного поля пород после бурения скважин // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1964. № 5. С. 742—747.
- Ломоносов И.С., Мамырин Б.А., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н. Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1976. № 11. С. 1743—1746.
- Луковский Н.А., Галицын А.С., Жуковский А.Н. Некоторые интегральные преобразования для эллиптических областей // Аналитические, численные и аналоговые методы в задачах теплопроводности. Киев: Наук. думка, 1977. С. 5—17.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 279 с.
- Любимова Е.А. Новые горизонты в геотермике // Геотермические исследования в Средней Азии и Казахстане. М.: Наука, 1985. С. 37—46.
- Любимова Е.А., Александров А.Л., Дучков А.Д. Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. М.: Наука, 1973. 175 с.
- Любимова Е.А., Старикова Г.Н., Шушпанов А.П. Теплофизические исследования горных пород // Геотермические исследования. М.: Наука, 1964. С. 115—173.
- Лялько В.И., Митник М.М. Исследование процессов переноса тепла и вещества в земной коре. Киев: Наук. думка, 1978. 150 с.
- Лялько В.И., Митник М.М., Добровольский Е.В. Новые решения задач теплопереноса для целей геологии // Геол. журн. 1982. № 3. С. 13—24.
- Макаренко Ф.А. Некоторые результаты изучения подземного стока // Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР. 1948. Т. 1. С. 51—56.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.
- Маринов Н.А., Попов В.Н. Гидрогеология Монгольской Народной Республики. М.: Гостоптехиздат, 1963. 451 с.
- Маринов Н.А., Рождественский З.Н., Шкапская С.Г., Кончакова А.И. Подземные воды // Геология МНР. М.: Недра, 1977. Т. 3. С. 635—687.
- Маринов Н.А., Толстихин И.Н., Шкапская С.Г. Новая схема районирования подземных минеральных вод Монголии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 5. С. 95—103.
- Масарский С.И., Рейснер Г.И. Новейшие тектонические движения и сейсмичность Западного Саяна и Западной Тувы. М.: Наука, 1971. 155 с.
- Матвеева З.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза (на примере Кавказа) // Геохимия. 1978. № 3. С. 307—317.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.
- Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. 350 с.
- Методическое пособие по отбору и анализу проб природных газов // Под ред. З.Н. Несмеловой. Л.: Недра, 1969. 160 с.
- Методические и экспериментальные основы геотермии. М.: Наука, 1983. 230 с.
- Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Селезнев В.С. Строение земной коры и верхов мантии на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1978. № 12. С. 3—13.
- Моисеенко У.И., Дучков А.Д., Соколова Л.С. Первые результаты определения глубинного теплового потока в мелких скважинах // Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Б.н., 1971. Вып. 2, ч. 2. С. 17—28.
- Моссаковский А.А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии // Геотектоника. 1970. № 4. С. 65—77.
- Мятлев А.Н. Напорный комплекс подземных вод и колодцы // Изв. АН СССР. ОТН. 1948. № 31. С. 1069—1088.
- Нагибина М.С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и релаксацией // Геотектоника. 1967. № 4. С. 15—26.
- Намнандорж О., Цэрэн Ш., Нямдорж О. Бугд найрамдах монгол ард улсын рашаан. Улаанбаатар, 1966. 467 с. На монг. яз.
- Непримеров Н.Н., Пудовкин М.А., Марков А.И. Особенности теплового поля нефтяного месторождения. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1968. 130 с.
- Огильви Н.А. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод // Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 1. С. 53—85.
- Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогеническая специфика // Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 7—42.
- Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977. 152 с.
- Печерский Д.М., Шаронова З.В. О происхождении магнетита в магматических породах основного состава // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 6. С. 111—115.
- Поляк Б.Г. Причины тектонической активности в свете данных об изотопном составе земного гелия // Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 73—80.

Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных тектонических структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 216 с.

Поляк Б.Г., Кропоткин П.Н., Макаренко Ф.А. Основные проблемы геознергетики // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972. С. 7—26.

Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника, 1968. № 4. С. 3—19.

Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.А. Изотопный состав гелия и тепловой поток — геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979. № 5. С. 3—23.

Попов В.Н., Толстихин И.Н. Минеральные воды МНР и их аналоги в СССР // Материалы по геологии МНР. М.: Наука, 1966. С. 214—248.

Попов Ю.А., Семенов В.Г., Коростелев В.М., Березин В.В. Бесконтактное определение теплопроводности горных пород с помощью подвижного источника тепла // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 7. С. 86—93.

Прасолов Э.М., Поляк Б.Г., Хуторской М.Д. и др. Первые оценки величины $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных флюидах Монголии // Тез. докл. X Всесоюз. совещ. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1984. С. 74.

Протопопов В.С. Решение задач стационарной теплопроводности на электроинтеграторе ЭИ-12. М.: МЭИ, 1971. 22 с.

Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М., Крылов С.В. и др. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии // Геология и геофизика. 1974. № 5. С. 155—167.

Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 404 с.

Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 326 с.

Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.

Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны: (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 184 с.

Савостин Л.А. Об одной причине вариаций теплового потока через дно акватория // Океанология. 1974. Т. 14, Вып. 2. С. 315—318.

Сальников В.Е. Новые данные о распределении теплового потока на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 4. С. 944—947.

Сальников В.Е. Геотермический режим Южного Урала. М.: Наука, 1984. 79 с.

Сальников В.Е., Огарин И.С. Зона аномально низких тепловых потоков на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 6. С. 1456—1459.

Сальников В.Е., Хуторской М.Д. Использование теплового потока для поисков слепых рудных тел // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 2. С. 91—97.

Смирнов Я.Б. Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972. С. 52—74.

Смирнов Я.Б. Тепловой режим тектоносферы:

(Объясн. зап. к карте теплового потока СССР масштаба 1:10 млн). М.; Л.: ГУГК, 1980. 118 с.

Смирнов Я.Б. Новые принципы анализа данных теплового потока на территории СССР и некоторые аспекты изучения тектонической активности // Современная тектоническая активность территории СССР. М.: Наука, 1984. С. 50—65.

Смирнов Я.Б., Попова А.К. Тепловой поток через дно Тихого океана // Тихий океан: Геофизика дна Тихого океана. М.: Наука, 1974. С. 147—159.

Смирнов Я.Б., Сутробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. 1. Тепловой поток и тектоника // Вулканология и сейсмология. 1979. № 1. С. 3—21.

Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с.

Сорохтин О.Г. Энергетический баланс Земли // Тектоника литосферных плит. М.: ИО АН СССР, 1977. Вып. 2. С. 57—66.

Статистические методы при геохимических поисках месторождений. М.: ИМГРЗ—ОНТИ, 1973. 122 с.

Степанов П.П., Волхонин В.С. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным // Сов. геология. 1969. № 5. С. 47—63.

Таран Ю.А. Газовые геотермометры для гидротермальных систем // Геохимия. 1986. № 3. С. 339—354.

Таран Ю.А., Пилипенко В.П., Рожков А.М. Геохимия гидротермальных растворов и газов Мутновской гидротермальной системы // Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1986. С. 339—354.

Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.

Тектоника Северной Евразии: (Объясн. зап. к Тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5 млн). М.: Наука, 1980. 222 с.

Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 215 с.

Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970. 224 с.

Тимарева С.В., Смирнов Я.Б., Поляк Б.Г. Теплопроводность горных пород // Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970. С. 45—56.

Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнения математической физики. М.: Наука, 1966. 604 с.

Тудев Ц., Чагнаадорж Д., Баяр Г. Основные черты тектонического строения Монголии по геофизическим данным // Геология и геофизика. 1981. № 4. С. 81—85.

Уфлянд А.К., Ильин А.В., Спиркин А.И. Впадины Байкальского типа Северной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 46, вып. 6. С. 5—22.

Ушаков С.А., Галушкин Ю.И. Литосфера Земли: (по геофиз. данным). Ч. 2. Континентальная литосфера. М.: ВИНТИ, 1979. Т. 4. 221 с.

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

Флоренсов Н.А., Хилько С.Д. Главные черты

неотектоники и сейсмологии Монголии //Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 46 — 60.

Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузии Монголии. М.: Наука, 1978. 210с.

Хитаров Н.И. Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и миграции кремнезема в гидротермальных условиях //Тр. IV совещ. по эксперим. минералогии и петрографии. 1953. Вып. 2. С. 180 — 186.

Храмов А.Н., Родионов В.П. Проблема Лавразии в раннем и среднем палеозое в свете палеомагнитных данных //Палеомагнетизм и тектоника плит. Л.: Наука, 1977. С. 108 — 140.

Хуторской М.Д. Термическая разведка месторождений в условиях структурно-геологических неоднородностей //Тепловое поле Земли. Махачкала: Даг. фил. АН СССР, 1979. Т. 2. С. 12 — 21.

Хуторской М.Д. Новые данные о тепловом потоке в МНР //Докл. АН СССР. 1982а. Т. 262, № 2. С. 434 — 437.

Хуторской М.Д. Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей. М.: Наука, 1982б. 77 с.

Хуторской М.Д. Тепловой поток, модель строения и эволюции литосферы Южного Урала и Центрального Казахстана //Геотектоника. 1985. № 3. С. 77 — 88.

Хуторской М.Д., Попов Ю.А., Коростелев В.М., Семенов В.Г. Теплопроводность горных пород МНР //Докл. АН СССР. 1984. Т. 279, № 5. С. 926 — 929.

Шабунин Г.Д. Многолетние характеристики температурного режима озера Иссык-Куль //Изв. АН КиргССР. 1982. № 3. С. 39 — 46.

Шастевич Ю.Г., Заболотник С.И. Поток внутриземного тепла в МНР //Stud. geophys. et geod. 1975. Vol. 19, N 2. P. 197 — 200.

Шимараев М.Н. Элементы теплового режима озера Байкал. Новосибирск: Наука, 1977. 147 с.

Щербак В.П., Берри И.Л. Изучение газов минеральных вод //Под ред. В.В. Иванова. М.: Изд-во ВЦСПС, 1983. 120 с.

Якуцени В.П., Тихомиров В.В., Каменский И.А. и др. Изотопы гелия в природных газах //Проблемы геологии и ресурсов гелия. Л., 1971. С. 18 — 26 (Тр. ВНИГРИ; Вып. 298).

Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 201 с.

Andesites /Ed. R. S. Thorpe. N. Y. 1982. 740 p.
Birch F. Flow of heat in the Front range, Colorado //Bull. Geol. Soc. Amer. 1960. Vol. 61. P. 567 — 630.

Birch F., Roy R.F., Decker E.R. Heat flow and thermal history in New York and New England //Studies of Appalachian geology: Northern and maritime. N.Y., 1968. P. 437—451.

Böðvarsson G. Exploration and exploitation of natural heat in Iceland //Bull. Volcanol. Ser. 2. 1960. Vol. 23. P. 241—250.

Böðvarsson G. Physical characteristics of natural heat resources in Iceland //UN Conf. New Sources Energy. Rome, 1961. P. 1—19.

Bullard E.S. The time necessary for a borehole to attain temperature equilibrium //Month. Notic. Roy. Astron. Soc. 1947. Vol. 5, N 5. P. 347—353.

Chapman D.S., Furlong K. Continental heat flow — age relationships //Mon. Trans. Amer. Geophys. Union. 1977. Vol. 58. P. 1240—1251.

Chapman D.S., Pollack H.N. "Cold spot" in West Africa: anchoring the African plate //Nature. 1974. Vol. 250, N 5466. P. 477—478.

Chapman D.S., Pollack H.N. Heat flow and heat production of Zambia: evidence for lithosphere thinning in Central Africa //Tectonophysics. 1977. Vol. 41. P. 9—100.

Clark S.P., Jager E. Denudation rate in the Alps from geochronology date and heat flow data //Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267. P. 1143—1160.

Coleman R.G. Plate tectonic emplacement of Upper Mantle peridotites along continental edges //J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76, N 5. P. 822—835.

Costain J.K., Glover L. Heat flow in granites — implications for crustal structure in the Appalachians //The Caledonides in the USA. Virginia Polytechn. Inst., 1979. P. 215 — 220. (Dep. Geol. Sci. Mem.; N 2).

Crough S.T., Thompson G.A. Numerical and approximate solution for lithospheric thickening and thinning //Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 31. P. 397—402.

Eklund H. Fresh water: temperature of maximum density calculated from compressibility //Science. 1963. Vol. 142, N 3598. P. 632—633.

England P.C., Richardson S.W. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments //J. Geol. Soc. London. 1977. Vol. 134. P. 201—213.

England P.C., Thompson A.B. Pressure — temperature — time paths of regional metamorphism 1. Heat transfer during the evolution of region of thickened continental crust //J. Petrol. 1984. Vol. 25, N 4. P. 894—928.

Forsyth D.W. The evolution of the upper mantle beneath mid — ocean ridges //Tectonophysics. 1977. Vol. 38, N 89. P. 95—99.

Fournier R.O., Truesdell A.H. Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot spring waters of Yellowstone National Park, Wyoming, USA //Proc. UN Symp. Develop. and Util. Geoterm. Res.: Geothermics. Spec. iss. 2. Pisa, 1970. Vol. 2, pt 1. P. 529—535.

Giesel W., Holz A. Das anomale geothermische Feld in Salzstöcken //Kali und Steinsalz. 1970. Bd. 5. S. 272—274.

Hamza V.M., Verma R.K. The relationship of heat flow with age of basement rocks //Bull. Volcanol. 1969. Vol. 33. P. 123—152.

Ilänel R. Eine neue Method zur Bestimmung des terrestrischen Wärmestromdichte in Binnensee //Ztschr. Geophys. 1970. Bd. 36. S.725—742.

Hart R.J., Nicolaysen L.O., Gale N.H. Radioelement concentration in the deep profile through Precambrian basement of the Vredefort structure //J. Geophys. Res. B Vol. 86, N 11. 1981. P.10639—10652.

Jaeger J.C. Conduction of heat in infinite region bounded internally by a cylinder for a perfect conductor //Austral. J. Phys. 1956. Vol. 9, N 2. P. 254—257.

- Jaeger J.C.* Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements //Terrestrial Heat Flow. Amer. Geophys. Union. Publ. 1965. N 1288. P. 143 – 160.
- Jaupart C., Sclater J.G., Simmons G.* Heat flow studies: constraints on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust //Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52. P.328-344.
- Jeffreys H.* Disturbance of temperature gradient in the Earth's crust by in equalities of height //Month. Notic. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl. 1938. Vol. 4. P. 309–312.
- Jessop A.M., Hobart M.A., Sclater J.G.* The world heat flow data collection 1975 //Geotherm. Serv. Canada. Geotherm. Ser. 1976. N 125. P. 66.
- Jessop A.M., Lewis T.* Heat flow and heat generation in the Superior Province of the Canadian Shield //Tectonophysics. 1978. Vol. 50. P. 55–77.
- Kennedy G.C.* A portion of the system silica – water //Econ. Geol. 1950. Vol. 45, N 7. P. 629–653.
- Krauskopf K.B.* The geothermistry of silica in sedimentary environments //Silica of sediments. Tulsa, 1959. P. 37–45.
- Lachenbruch A.H.* Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada //J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. P. 6977–6989.
- Lachenbruch A.H.* Crustal temperature and heat production: implications of the linear heat-flow relation //J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. P.3291–3300.
- Lachenbruch A.H., Marshall B.V.* Heat flow through the Arctic Ocean floor: The Canada basin – Alpha rise boundary //Ibid. 1966. Vol. 71. P. 1223 – 1226.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H.* Heat flow in the United States and the thermal regime of the crust //The Earth's crust, its nature and physical properties. 1977. P. 626 – 675. (Geophys. Monogr.; 10).
- Mahon W.A.J.* Silica in hot water discharged from drillholes at Wairakei, New Zealand //N.Z.J. Sci. 1966. Vol. 9. P. 135–144.
- Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision //Science. 1975. Vol. 189, N 4201. P. 419 – 426.
- Morgan P., Sass J.H.* Review. Thermal regime of the continental lithosphere //Journ. geodynamics. 1984. Vol. 1. P. 143–166.
- Paces T.* A systematic deviation from Na – K – Ca geothermometer below 75°C and above 10⁻⁴ atm PCO₂ //Geochem. et cosmochem. acta. 1975. Vol. 39. P. 542–544.
- Polak B.G., Kononov V.I., Tolstikhin I.N. et al.* The helium isotopes in thermal fluids //Thermal and chemical problems of thermal matters: Proc. Grenoble Symp., Aug. – Sept., 1975; IAHS Publ. 1976. N. 119. P. 17–33.
- Pollack H.N., Chapman D.S.* On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness //Tectonophysics. 1977. Vol. 938. P. 279 – 296.
- Rao R.U.M., Rao G.V., Narian H.* Radioactive heat generation and heat flow in the Indian shield //Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol.30. P.57–64.
- Rao R.U.M., Rao G.V., Reddy G.K.* Age dependence of continental heat flow – fantasy and fact //Earth and Planet. Sci. Lett., 1982. Vol. 59. P. 288–302.
- Richardson S.W., Oxburgh E.R.* Heat flow, radiogenic heat production and crustal temperatures in England and Wales //J. Geol. Soc. London. 1978. Vol. 135. P. 322–327.
- Roy R.F., Blackwell D.D., Decker E.R.* Continental heat flow //The nature of the solid Earth. N.Y.: McGraw-Hill, 1972. P. 506–543.
- Roy H.F., Decker E.R., Blackwell D.D., Birch F.* Heat flow in the United States //J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, N 16. P. 5202–5221.
- Royden L., Hodges K.V.* A technique for analysing the thermal and uplift histories of eroding orogenic belts: a Scandinavian example //J. Geophys. 1984. Vol. 89, N 38. P. 7091–7106.
- Sass J.H., Blackwell D.D., Chapman D.S. et al.* Heat flow of the crust of the United States //Physical properties of rocks and minerals. N.Y.: McGraw-Hill, 1981. P. 503–548.
- Sass J.H., Lachenbruch A.H.* Thermal regime of the Australian continental crust //The Earth: Its origin, structure and evolution. L., 1979. P. 301 – 351.
- Sclater J.G., Francheteau J.* The implications of terrestrial heat flow observation on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth //Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1970. Vol. 20. P. 509–542.
- Sclater J.G., Jaupart C., Galson D.* The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth //Rev. Geophys. Soc. Space Phys. 1980. Vol. 18. P. 269–311.
- Sclater J., Parsons B., Jaupart C.* Oceans and continents: similarities and differences in the mechanism of heat loss //J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86, N 12. P. 11535–11552.
- Stewart J.H.* Basin and range Province structure: A system of horsts and grabens produced by deepseated extension //Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82. P. 1019–1044.
- Swanberg C.A.* Vertical distribution of heat generation in the Idaho batholith //J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77. P. 2508–2513.
- Swanberg C.A., Chessman M.D., Simmons G. et al.* Heat flow generation studies in Norway //Tectonophysics. 1974. Vol. 23. P. 31–48.
- Truesdell A.H.* Geochemical techniques in exploration //Second UN Symp. Develop. Use Geotherm. Resources. San Francisco (Calif.), 1976. P. 53 – 57.
- Truesdell A.H., Singers W.* The calculation of aquifer chemistry in hot-water geothermal systems //J. Res. US Geol. Surv. 1974. Vol. 2, N 3. P. 271 – 278.
- Turcotte D.L., Schubert G.* Frictional heating of the descending lithosphere //J. Geophys. Res. 1973. Vol. 78. P. 5876–5878.
- Turner F.J.* Metamorphic petrology: Mineralogical and field aspects. N.Y.: McGraw-Hill, 1968. 403 p.
- Van Andel T.H., Thiede J., Sclater J. G., Hay W.W.* Depositional history of the South Atlantic ocean during the last 125 million years //J. Geology. 1977. Vol. 85, N 6. P. 651–698.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (М.Д. Хуторской)	5
Глава 1	
ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В МОНГОЛИИ (М.Д. Хуторской).....	7
Глава 2	
МЕТОДИКА ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ.....	13
Геотермические измерения в скважинах и в дне озера Хубсугул (В.А. Голубев, М.Д. Хуторской).....	13
Методы и результаты определения коэффициентов теплопроводности горных пород (М.Д. Хуторской).....	21
Влияние рельефа и контрастной теплопроводности (М.Д. Хуторской)	26
Методика аналогового моделирования для решения задач теплопроводности (М.Д. Хуторской).....	29
Влияние фильтрации подземных вод на тепловой поток (М.М. Митник).....	33
Глава 3	
РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ ГЕОТЕРМИЧЕСКОГО ПОЛЯ	37
Прихубсугулье (В.А. Голубев, М.Д. Хуторской).....	37
Хангай-Хэнтэяйская зона (М.Д. Хуторской).....	45
Керуленская зона (М.Д. Хуторской, С.В. Козловцева).....	46
Южно-Монгольский герцинский пояс (М.Д. Хуторской).....	55
Глава 4	
ПРИМЕНЕНИЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОДЗЕМНЫХ ФЛЮИДОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ГЕОТЕРМИИ (С.В. Козловцева).....	59
Характеристика химического и газового состава термальных и минеральных вод Монголии.....	61
Оценка глубинных температур по гидрохимическим данным.....	75
Изотопный состав гелия в газах источников	79
Глава 5	
ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ МОНГОЛИИ.....	84
Особенности распределения теплового потока и его связь с тектоническим развитием регионов (М.Д. Хуторской).....	84
Радиогенная теплогенерация в термическом режиме литосферы (М.Д. Хуторской)	90
Термическая и магматическая эволюция литосферы Монголии в палеозое и мезозое (М.Д. Хуторской, В.В. Ярмолюк)	98
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (М.Д. Хуторской)	117
ЛИТЕРАТУРА	119

ГАРЧИГ

ОРШИЛ (М.Д. Хуторской).....	5
Бүлэг 1	
БНМАУ—ЫН ГЕОФИЗИКИЙН ТАЛБАЙН СУДАЛГААНЫ ТАЛААРХ ОРЧИН ҮЕИЙН БАЙДАЛ, СУДАЛГААНЫ ТҮҮХЧИЛСЭН ТОЙМ (М.Д. Хуторской).....	7
Бүлэг 2	
ГЕОТЕРМИЙН ХЭМЖИГДЭХҮҮНИЙ АРГАЧЛАЛ.....	13
Хэвсгел нуурын ёроол болон өрмийн цооног дахь геотермийн хэмжигдэхүүн (В.А. Голубев, М.Д. Хуторской).....	13
Уулын чулуулгийн дулаан дамжуулалтын тогтмол эмжигдэхүүнийг тодорхойлсон арга барил, үр дүн (М.Д. Хуторской).....	21
Дулаан дамжуулалтын эрс өөрчлөлт, газрын гадаргын хэв галбирийн нөлөөлөл (М.Д. Хуторской).....	26
Дулаан дамжуулалтыг тооцоолоход хэрэглэсэн адилтгалын загварчлалын арга барил (М.Д. Хуторской).....	29
Газар доорхи усны нэвшилтийн дулааны урсгалд ужуулэх нолоолол (М.М. Митник).....	33
Бүлэг 3	
ГЕОТЕРМИЙН ТАЛБАЙН ХЭМЖИГДЭХҮҮНИЙГ ХЭМЖСЭН ҮР ДҮНГҮҮД.....	37
Хэвсгөл орчим (В.А. Голубев, М.Д. Хуторской).....	37
Хангай—Хэнтийн бүс (М.Д. Хуторской).....	45
Хэрлэнгийн бүс (М.Д. Хуторской, С.В. Козловцева).....	46
Өмнөд Монголын герциний бүс (М.Д. Хуторской).....	55
Бүлэг 4	
ГЕОТЕРМИЙН ТООЦООГ БОЛОВСРУУЛАХАД ГАЗРЫН ГҮНИЙ ФЛЮИД УУСМАЛД ГИДРОХИМИЙН ШИНЖИЛГЭЭГ ХЭРЭГЛЭХНЭ (С.В. Козловцева).....	59
Монголын эрдэсжсэн рашаан ус, халуун рашааны хийн ба бодисын найрлагын тодор- хойлолт.....	61
Гидрохимийн өгөгдөхүүнээр тооцоолсон гүний дулааны үнэлгээ.....	75
Эх рашаан усны дэгдэмхий бодисын гелийн изотоп бүтэц.....	79
Бүлэг 5	
МОНГОЛЫН ЭХ ГАЗРЫН ЧУЛУУН ДАВХАРГЫН ГЕОТЕРМИЙН ХЭВ ЗАГВАР.....	84
Газрын дулааны урсгалын тархалтын онцлог ба газар нутгийн тектоникийн хөгжилтэй холбогдох нь (М.Д. Хуторской).....	84
Эх чулуун давхаргын дулааны тогтолцоонд радиоген дулаан ялгаралтын нөлөө (М.Д. Хуторской).....	90
Палеозой ба мезозойн үе дахь Монгол орны чулуун давхаргын магмын ба дулааны хөгжил (М.Д. Хуторской, В.В. Ярмолюк).....	98
ТӨГСГӨЛ (М.Д. Хуторской).....	117
АШИГЛАСАН НОМ, ЗОХИОЛ.....	119

CONTENTS

INTRODUCTION (<i>M.D. Khutorskoy</i>).....	5
Chapter 1	
HISTORICAL REVIEW AND THE MODERN STATE OF THE GEOPHYSICAL FIELDS INVESTIGATIONS OF THE MPR (<i>M.D. Khutorskoy</i>)	7
Chapter 2	
METHODS OF THE GEOTHERMAL MEASUREMENTS.....	13
The boreholes and Khubsugul bottom geothermal measurements (<i>V.A. Golubev, M.D. Khutorskoy</i>).....	13
Methods and results of the rocks heat conductivity definition (<i>M.D. Khutorskoy</i>)	21
Relief and refraction influence (<i>M.D. Khutorskoy</i>)	26
Methods of the analogous simulation for solution of heat conductivity problems (<i>M.D. Khutorskoy</i>)...	29
Influence of the underground water filtration on heat flow(<i>M.M. Münik</i>).....	33
Chapter 3	
RESULTS OF GEOTHERMAL FIELD PARAMETER MEASUREMENTS.....	37
Khubsugul region (<i>V.A. Golubev, M.D. Khutorskoy</i>).....	37
Khangay-Khentey region (<i>M.D. Khutorskoy</i>)	45
Kerulen region (<i>M.D. Khutorskoy, S.V. Kozloviseva</i>)	46
South-Mongolian hercynian belt (<i>M.D. Khutorskoy</i>).....	55
Chapter 4	
APPLICATION OF THE UNDERGROUND FLUIDS INVESTIGATION FOR GEOTHERMAL PROBLEMS SOLUTION (<i>S.V. Kozloviseva</i>)	59
Description of the chemical and gas composition of Mongolian thermal and mineral water	61
Deep temperature evaluation by the hydrochemical data	75
Helium isotope composition of the springs gas.....	79
Chapter 5	
GEOTHERMAL MODEL OF MONGOLIAN LITHOSPHERE.....	84
Feature of heat flow distribution and its relation with tectonic evolution of regions (<i>M.D. Khutorskoy</i>)	84
Radiogenic heat production in the thermal regime of the Mongolian lithosphere (<i>M.D. Khutorskoy</i>)...	90
Thermal and magmatic lithosphere evolution of Mongolia during Paleozoic and Mesozoic (<i>M.D. Khutorskoy, V.V. Yarmolyuk</i>)	98
CONCLUSION (<i>M.D. Khutorskoy</i>)	117
BIBLIOGRAPHY	119

Научное издание

Хуторской Михаил Давыдович
Голубев Владимир Артемьевич
Козловцева Светлана Васильевна и др.

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ

НЕДР МНР

Выпуск 51

Утверждено к печати

Совместной

*Советско-Монгольской
научно-исследовательской
геологической экспедицией*

Редактор *Г.В. Киреева*

Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*

Технический редактор *Н.М. Бурова*

Корректор *Л.А. Агеева*

Набор выполнен в издательстве
на компьютерной технике

ИБ № 48223

Подписано к печати 23.04.91

Формат 70х100 1/16. Бумага офсетная № 2
Гарнитура Сов. Кириллица. Печать офсетная

Усл.печ.л. 10,4. Усл.кр.-отт. 10,7

Уч.-изд.л. 11,0. Тираж 350 экз.

Тип. зак. 1486. Цена 4 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени

издательство "Наука" 117864 ГСП-7,

Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

2-я типография издательства "Наука"

121099, Москва Г-99,

Шубинский пер., 6

4 р. 40 к.