

АКАДЕМИЯ НАУК СССР · УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕЛИЕВЫХ И ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ УРАЛА

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕЛИЕВЫХ И ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ УРАЛА

3416

СВЕРДЛОВСК, 1980



УДК 550.3(470.5)

Исследование гелиевых и тепловых полей Урала: [Сб. статей]. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.— 64 с.

Рассматриваются теоретические вопросы эволюции Земли и особенности дифференциации верхней мантии в процессе генерации и перераспределения радиогенных источников тепла. Приведена методика измерения температуры, тепловых характеристик образцов керна и концентраций гелия. Сопоставляются кривые распределения температуры и концентрации гелия по скважинам для выявления интервалов притока вод. Описываются аппаратура и способы отбора водных проб из скважин.

Приведены данные о температурах, градиентах температуры и тепловых потоков для ряда структур Уральской геосинклинали.

Сборник представляет интерес для геофизиков и геологов, а также для студентов геофизических специальностей.

Ответственные редакторы В. А. Бугайло, И. Ф. Таврин.

В. А. ЩАПОВ, А. К. ЮРКОВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И КОНЦЕНТРАЦИИ ГЕЛИЯ В СКВАЖИНАХ НА НЕКОТОРЫХ СТРУКТУРАХ УРАЛА¹

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В глобальном масштабе между потоками тепла и гелия из литосферы в атмосферу должна быть связь, обусловленная общностью источников радиогенного тепла и гелия [1]. Эта связь может проявляться в общности статистических закономерностей. Например, плотности теплового потока в среднем примерно одинаковы для континентальной и океанической коры. Этим свойством должны обладать и плотности потока гелия. Для последних еще нельзя говорить о статистических закономерностях, поскольку очень мало число измерений. Однако имеющиеся данные по потокам гелия согласуются между собой удивительно хорошо [2]. Это необходимо особенно подчеркнуть, так как плотности потока гелия получены разными исследователями и совершенно различными методами наблюдений, а также расчетом утечки гелия из верхней атмосферы в космическое пространство.

В региональном плане была отмечена некоторая качественная прямая корреляция между плотностью тепловых потоков и придонными концентрациями гелия на озере Иссык-Куль [3]. Повышенные значения обеих величин оказались тяготеющими к зонам разломов. Эта связь объяснима, если по разломам происходит вынос флюидов, несущих тепло и гелий.

Все породы в той или иной степени проницаемы для подземных флюидов. В подземных водах и газах всегда имеется гелий в концентрациях, превышающих концентрацию в приземной атмосфере [4]. Это и обуславливает общий перенос гелия из литосферы в атмосферу.

Примем следующую модель переноса гелия и тепла. Миграция гелия осуществляется ниже уровня грунтовых вод в процессе массопереноса, т. е. подземными флюидами. Поэтому наибольшая плотность потока гелия должна быть приурочена к участкам интенсивного массопереноса. Такими участками, в частности, являются зоны пересечения проницаемых разломов различного направления. Именно по этой причине зоны проницаемых разломов выделяются повышенными концентрациями гелия, растворенного в подземных водах [5]. При этом пробы воды должны отбираться с одного и того же опорного горизонта, т. е.

¹ Работа проведена под руководством члена-корреспондента АН СССР Ю. П. Булашевича; выполнению полевых исследований содействовали Н. П. Ермаков и А. В. Кара.

иметь одинаковую или близкую представительность. Плотности потоков гелия через ненарушенные блоки или массивы пород будут наименьшими.

Иначе распространяются тепловые потоки. В верхней части земной коры основным механизмом распространения тепла является решетчатая теплопроводность [6]. В распространенной методике определения плотности тепловых потоков за основу принимается кондуктивная теплопередача. Действительно, измеряется градиент температуры и коэффициент теплопроводности образцов керна или океанического грунта. При этом выбираются выстоявшиеся скважины без перетоков воды между различными горизонтами. В океанических условиях геотермический градиент у дна может несколько повышаться в результате выдавливания воды из осадочных пород при их уплотнении с увеличением мощности [7].

В реальных условиях гидроциркуляция в осадочных, а также в трещиноватых изверженных и метаморфических породах может существенно сказываться на распределении температур. Хорошо известно, что при разведке осадочных месторождений, например бокситов, геотермия широко используется для определения мест притока вод в скважину. Они фиксируются по скачку температуры. В условиях закарстованных пород расход воды по стволу скважины может достигать нескольких литров в секунду.

Низкие ($0,6 \cdot 10^{-6}$ кал (см²·с)) тепловые потоки были измерены в скважинах, пройденных вкост простирания Срединно-Атлантического хребта, с корабля «Гломар Челенджер» по Программе глубинного океанического бурения. Малое значение тепловых потоков в этом случае явно противоречит теории разрастания океанического дна в результате поступления нагретого мантийного вещества в океаническом рифте. Это заставило ввести гипотезу об охлаждении пород хребта вблизи рифтовой зоны циркулирующими в нем океаническими водами [8].

Цель настоящей работы — первая систематизация и анализ фактического материала по комплексному изучению распределения температуры и концентрации гелия по скважинам для различных уральских структур первого порядка. Геотермические и гелиевые исследования имеют и самостоятельное значение. Температура на определенной глубине, например 500 и 1000 м, и градиенты температуры — параметры, характеризующие тепловое состояние региона. Геотермические градиенты пока еще необходимы и для определения тепловых потоков, дающих информацию о геологическом строении и развитии Урала.

Одна из задач геотермических исследований на Урале — прогноз температуры на глубину в районе заложения среднеуральской (г. Красноуральск — г. Верхняя Тура) и южноуральской (г. Сибай — п. Подольск) сверхглубоких скважин. Кроме того, развитие в ближайшие два десятилетия подземных горных работ до двух километров глубины требует точного прогноза температур для соответствующих глубоких горизонтов в рудных районах Урала и Зауралья. Изучение распределения концентраций гелия дает информацию о дизъюнктивных нарушениях, встреченных скважиной, и может помочь в определении геологического строения рудных полей [9]. Помимо этого, диаграммы гелиевого каротажа несут также разнообразную информацию о гидрологическом и газовом режиме как региона, так и локальных участков, на которых производится бурение.

Сравнение концентраций гелия в пробах, отобранных из скважин с различных глубин, позволит объективно оценить представительность карт проницаемости земной коры, составляемых на основе водно-гелиевой съемки.

МЕТОДИКА ГЕЛИЕВОГО КАРОТАЖА

Поинтервальный отбор проб газа из выстоявшихся скважин производится с «шагом» 50—100 м прободоотборником, разработанным в лаборатории ядерной геофизики Института геофизики УНЦ АН СССР [10]. В аномальных зонах при повторном опробовании точки сгущались до 25 м.

Прободоотборник цельнометаллический (объем камеры 2 л, наружный диаметр 45 мм), работает на принципе предварительного вакуумирования и прокола металлической прокладки в скважине на заданной глубине. Предельная глубина отбора проб определяется механической прочностью корпуса камеры и прокалываемой прокладки, перекрывающей отверстие диаметром 4 мм. Практически прибор опробован на глубину до 2 км.

На глубине 50 м камера заполняется водой за 2 мин. С увеличением внешнего давления время заполнения уменьшается. В условиях вакуума в камере происходит дегазация проб с образованием двух фаз — жидкой и газовой. После подъема снаряда газ и часть воды из камеры прободоотборника переводятся вакуумным способом в ампулу объемом 0,2 л. Ампула транспортируется и хранится в вертикальном положении. В этом случае слой воды играет роль дополнительного затвора.

Содержание гелия-4 в пробах определяли на течейскателе ПТИ-7А с применением хроматографической колонки с углем СКТ-0,2. Последняя дала возможность отделить гелий от остальной части газовой пробы, что существенно увеличило чувствительность прибора (до $5 \cdot 10^{-5}$ об. %), и обеспечила линейную зависимость ионного тока от содержания гелия в диапазоне концентраций $5 \cdot 10^{-4}$ — 5 об. %.

Эталонировку прибора осуществляли перед началом измерений и проводили далее по мере необходимости набором из шести эталонов, охватывающих весь диапазон измеряемых концентраций. В ходе измерений периодически работу прибора контролировали тремя эталонами. Относительная среднеквадратичная погрешность измерений составляла 6—10%.

Анализируемую пробу объемом 1 см³ при атмосферном давлении отбирали шприцем из ампулы и вводили в систему напуска течейскателя. Содержание гелия переводили в объемные проценты по эталонировочному графику. Для определения содержания гелия в миллилитрах на 1 литр воды необходима величина газового фактора, показывающего общее содержание газа в 1 литре воды. Газовый фактор вычисляли делением объема газовой фазы пробы на объем камеры прободоотборника и умножением на коэффициент, учитывающий неполную дегазацию [11]. Объем газовой фазы пробы определяли геометрическим способом. Относительная среднеквадратичная погрешность таких определений составила 4%.

Для спуска и подъема прободоотборника применяли модернизированную гидрометрическую лебедку ПИ-23 с переделанным барабаном и счетчиком величин вытравленного троса. Предельная глубина отбора проб 2000 м.

При термокаротаже применяли малоинерционный термометр, изготовленный в лаборатории ядерной геофизики УНЦ АН СССР. Постоянная времени 20 с, диаметр 48 мм. Температуру измеряли по точкам в скважинах, законченных бурением и выстоявшихся от месяца до двух лет.

Операции на скважинах производили с помощью автоматической каротажной станции АЭКС-1500 с кабелем КТБД-6, смонтированной на автомашине ЗИЛ-131.

Температуру измеряли при спуске снаряда через 10 м, при подъеме — в 2—3 контрольных точках. Для снятия термограммы в скважине глубиной 1000 м затрачивали 3,5—4 ч. Такая производительность обеспечивалась только в том случае, когда не было прихвата снаряда.

При повторном измерении (в той же скважине и в тех же точках через 6—8 дней со времени первого измерения) значения температуры сходились в пределах $\pm 0,01^{\circ}\text{C}$.

Температура, измеренная в контрольных точках при подъеме снаряда, отличалась от первоначально измеренной при спуске на $\pm (0,02 \div 0,03)^{\circ}\text{C}$. Это происходило ввиду перемешивания и привноса теплой воды с глубоких горизонтов при подъеме снаряда.

ТЕРМОГРАММЫ И ГЕЛИОГРАММЫ

Рассмотрим фактический материал о гелиевых и температурных полях по скважинам для трех уральских структур первого порядка: Тюменско-Кустанайского прогиба (IX), Восточно-Уральского поднятия (VI) и Тагило-Магнитогорского погружения (V), а именно для его южной части — Магнитогорского синклинория. (Нумерация римскими цифрами в скобках соответствует принятой в «Геологии СССР» [12], где дано и геологическое описание этих структур.)

Наши исследования концентрировались там, где имеются скважины, пригодные для спуско-подъемных операций с геофизической аппаратурой. При этом наибольшую информацию можно получить по глубоким скважинам. В большинстве случаев на Урале такие скважины глубиной до 1300 м имеются в районах структурного бурения и поисково-разведочных работ на глубокозалегающие рудные месторождения. Однако даже при наличии многих глубоких скважин только некоторые из них пропускают геофизические снаряды и еще меньшее число пригодно для повторных исследований. Особенно это относится к гелиевому каротажу, так как отбор каждой пробы для газового анализа требует спуска и подъема пробоотборника.

Тюменско-Кустанайский прогиб — это уральская структура, состоящая из нескольких мегасинклинориев, протягивается в субмеридиональном направлении в Зауралье более чем на 1200 км. По Свердловскому широтному профилю ГСЗ (профиль Ижевск — Ишим) ширина Тюменско-Кустанайского прогиба составляет 90 км.

По профилю ГСЗ на участке прогиба сейсмическими методами выделено три глубинных разлома, два из которых проницаемы и подтверждаются гелиевой съемкой [13]. По профилю имеется схема сейсмо-геологического разреза на всю мощность земной коры и верх-

ней мантии [14]. Сейсмические границы субгоризонтальны, что в общем должно соответствовать относительно пологому залеганию пород.

Платформенный чехол мезо-кайнозойских пород в пределах прогиба залегает на складчатом палеозойском фундаменте. Мощность чехла по профилю порядка первых сотен метров и увеличивается на восток. В верхней части палеозойского фундамента преобладают вулканогенные, вулканогенно-осадочные и карбонатные породы карбонового возраста. В низах распространены вулканогенно-осадочные и метаморфические толщи девона, силура и ордовика, залегающие на протерозойском фундаменте, который представлен гнейсами и сланцами. Мощность палеозойского фундамента по профилю 3—6 км.

Глубинные разломы геологически прослеживаются на большом протяжении. Один из них — Каргопольско-Владимирский — в южной части переходит в Ливановский, который ограничивает так называемую Валерьяновскую подзону Кустанайского прогиба от Зауральского поднятия. В Валерьяновской подзоне находится Соколовско-Сарбайская группа крупных железорудных месторождений. Локализация месторождений контролируется системой пересекающихся глубинных разломов и более мелких дизъюнктивных нарушений. Эта система разломной тектоники отмечается повышенными концентрациями гелия, образуя проницаемую зону земной коры [15].

Магниторазведкой установлена перспективность на магнетитовые руды в более северной части прогиба в пределах Курганской области. Выявлены Угловая (Глубоченская) и Березовская магнитные аномалии порядка $2 \cdot 10^3$ гамм по вертикальной компоненте поля.

На Угловой (Угловской) аномалии бурением в палеозойском фундаменте на глубине 400 м вскрыто железорудное тело в контакте известняков с андезит-базальтовыми профиритами. Геофизические данные и геологический разрез для Угловой аномалии, или так называемому Глубоченскому рудному полю, приведен в [16].

Из рис. 1 (скв. 1) следует, что газовый фактор, т. е. общее количество газа, растворенного в литре воды, несколько уменьшается с глубиной. Этому соответствует слабое возрастание содержания гелия в объемных процентах. Основная часть разреза (ниже обсадки) от 300 до 1000 м характеризуется постоянством низкой концентрации гелия порядка $3 \cdot 10^{-2}$ мл/л. Резкое нарастание концентрации до 0,5 мл/л приурочено к тектонической зоне у забоя скважины в интервале глубин 1110—1150 м. Из сопоставления этих результатов с диаграммой гамма-каротажа следует, что колебания гамма-поля не связаны с изменениями концентрации гелия в подземных водах.

Термограмма четко дифференцирует геологический разрез скважины. Пачка осадочных пород в верхней части разреза проявляется большим значением геотермического градиента по сравнению с изверженными породами. Градиент незначительно увеличивается в призабойной части скважины, видимо, в результате поступления в скважину более теплых вод по тектоническому разрыву. Однако, судя по постоянству содержания гелия, конвективный перенос тепла выше 1000 м по скважине отсутствует или незначителен.

Исходя из постоянства плотности теплового потока по разрезу, можно оценить соотношение между коэффициентами теплопроводности для осадочных и изверженных пород разреза.

При хорошо выдержанных линейных участках термограмм нет необ-

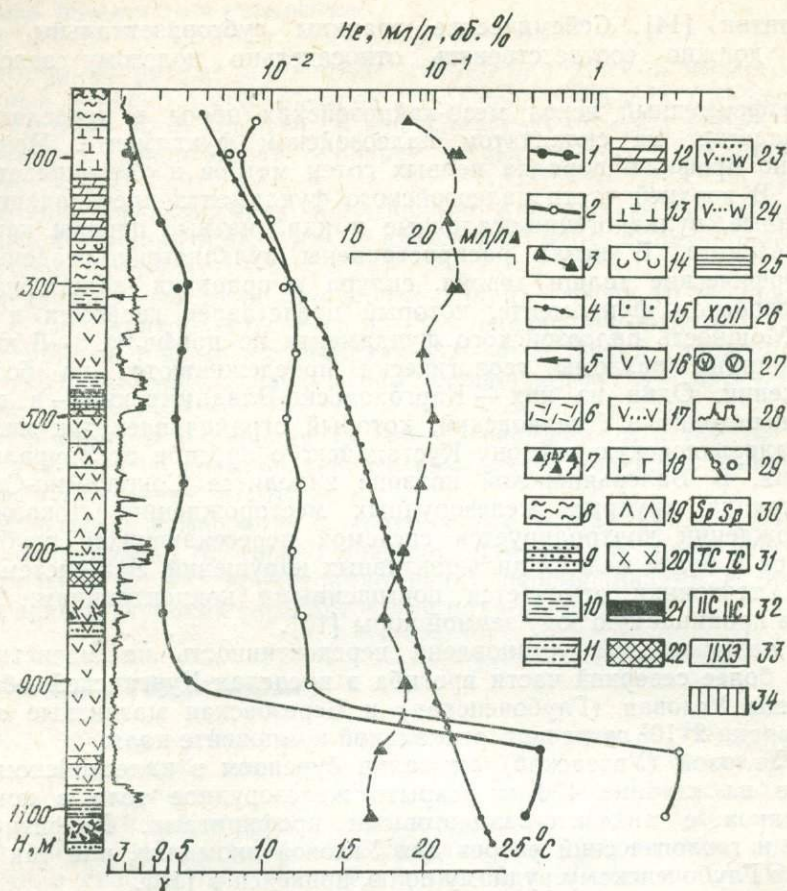


Рис. 1. Распределение гелия и температуры по Глубоченской (Угловой) скв. 1 в Тюменско-Кустанайском прогибе.

1 — концентрация гелия, мл/л воды; 2 — концентрация гелия, об.%; 3 — газовый фактор, мл/л воды; 4 — температура; 5 — глубина обсадки; 6 — зоны трещиноватости; 7 — зоны тектонических нарушений; 8 — глины; 9 — песчаники; 10 — аргиллиты; 11 — алевролиты; 12 — мергели; 13 — диатомиты; 14 — опоки; 15 — роговики; 16 — базальтовые порфириды; 17 — туфы базальтовых порфиритов; 18 — габбро; 19 — диабазы; 20 — диориты; 21 — сплошные руды; 22 — вкрапленные руды; 23 — туфогенно-осадочные породы улутауской свиты; 24 — туфы андезито-базальтового состава; 25 — яшмовидные породы; 26 — хлорит-серицит-кварцевые породы; 27 — кварцевые диориты; 28 — диаграмма ГК; 29 — точки повторных измерений; 30 — серпентиниты; 31 — талько-карбонатные сланцы; 32 — кварц-серицитовые сланцы; 33 — кварц-хлорит-эпидотовые сланцы; 34 — кварцевые жилы. Приведенная легенда сохраняется для всех рисунков.

ходимости в лабораторных определениях теплопроводности образцов керна всех пород по разрезу. Лучше получить представительное значение коэффициента теплопроводности для одного участка температурной кривой и воспользоваться соотношениями между коэффициентами теплопроводности.

Отметим, что по скв. 1 для толщи осадочных пород получается почти старое классическое значение геотермического градиента $2,4^{\circ}\text{C}$ на 100 м [17].

Березовская магнитная аномалия находится севернее Угловой. Температуры по скв. 2 и 3 (рис. 2 и 3) примерно такие же, как и по скв. 1.

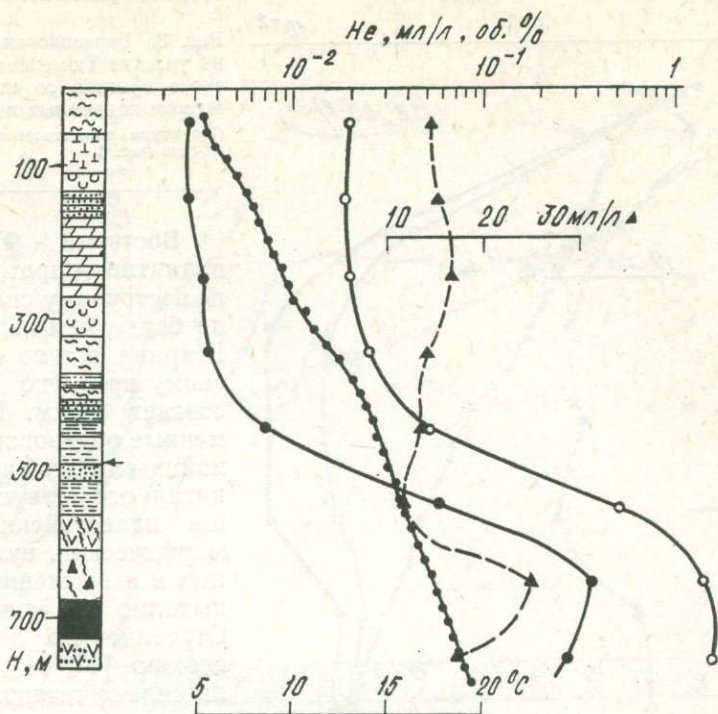


Рис. 2. Железорудное месторождение на Березовском участке Тюменско-Кустанайского прогиба.

Магнетитовая зона выделяется по увеличению концентрации гелия на два порядка, градиент температуры в этой зоне уменьшается незначительно.

Широкий максимум на рис. 2 сравнительно высокой концентрации гелия до 0,4 мл/л увязывается с зоной разрывного нарушения, к которой приурочена и рудная зона. Низкие концентрации порядка 0,03 мл/л типичны для верхней части разреза и указывают на отсутствие притоков воды по скважине с нижних горизонтов.

Интересно отметить, что магнетитовая рудная зона большой мощности лишь слегка уменьшает температурный градиент. Отсюда следует, что по теплопроводности магнетитовые руды контактово-метасоматического генезиса, вскрытые скв. 2, мало отличаются от вмещающих пород.

По скв. 3 производственной расходомерией было установлено движение воды вверх по скважине. На глубине 310—315 м до обсадки приток был с дебитом 0,1 л/с и достигал 0,7 л/с на глубине 100 м. Выше, по всей вероятности, находится водопоглощающий горизонт. Возможно, что обсадка скважины не исключила притоки. Об этом можно судить по смещению вверх размытого максимума содержания гелия, который связан с тектонической зоной на глубине 450—550 м. Повторное измерение в этой скважине в 1977 г. удалось провести только до глубины 300, и оно подтвердило распределение гелия и температуры, приведенное на рис. 3, для верхней части разреза.

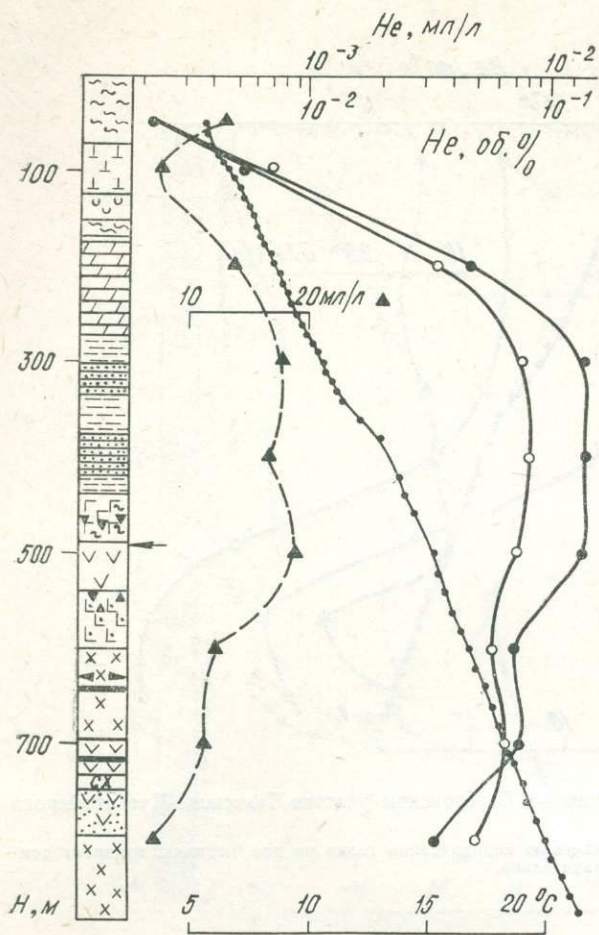


Рис. 3. Березовская скважина на участке Тюменско-Кустанайского прогиба со сложным режимом подземных вод.

Структура термограммы такая же, как на рис. 2.

Восточно - Уральское поднятие — протягивается по восточному склону Урала более чем на 2200 км. Ширина его по свердловскому профилю ГСЗ достигает 80 км. Платформенные образования мезокайнозоя в этой части поднятия отсутствуют и толщи палеозойских метаморфических, вулканогенных и изверженных пород выходят на поверхность. Строение его достаточно сложно [12, 14], но вряд ли сильно гетерогенно по теплопроводности.

Гелиевые и температурные измерения произведены в скв. 4 и 5 (рис. 4). Оказалось, что концентрация гелия в необсаженных скважинах резко изменяется в верхней части разреза до

400 м. Наиболее сильное изменение содержания гелия составляет два порядка по скв. 5. Ниже 400 м концентрация гелия практически постоянна, что свидетельствует об отсутствии дизъюнктивных нарушений на этих глубинах и притоков вод.

Температурные кривые на рис. 4 существенно отличаются от рассмотренных выше для Кустанайско-Тюменского прогиба. Там глубинные температуры были значительно выше, что обусловлено плохой теплопроводностью осадочного покрова платформенных образований мезо-кайнозоя.

Следует отметить постепенное увеличение геотермического градиента с глубиной по скв. 5 ниже зоны резкого изменения концентрации гелия. Последнее обстоятельство может быть вызвано уменьшением теплопроводности пород с глубиной. Возможно также влияние нисходящей фильтрации подземных вод. Вогнутые термограммы типичны для крайних уральских структур.

Тагило-Магнитогорский прогиб, или погружение, представляет собой самую западную часть Уральской палеозойской эвгеосинклинальной зоны и протягивается с севера на юг более чем на 2250 км [12].

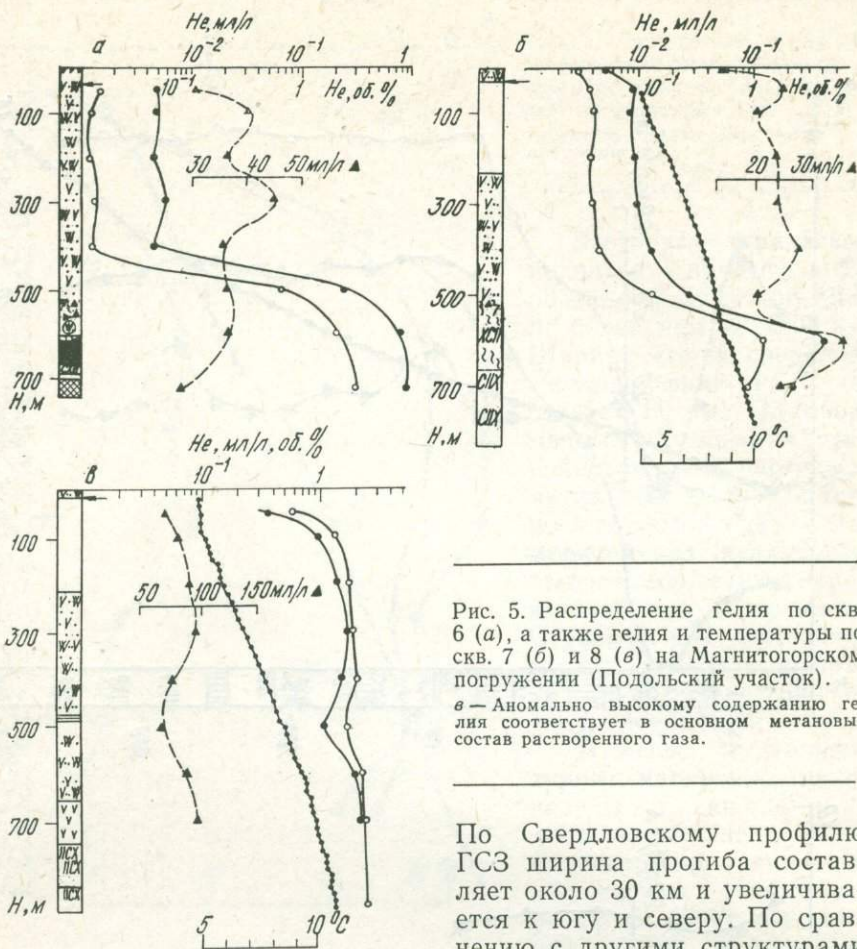


Рис. 5. Распределение гелия по скв. 6 (а), а также гелия и температуры по скв. 7 (б) и 8 (в) на Магнитогорском погружении (Подольский участок).

в — Аномально высокому содержанию гелия соответствует в основном метановый состав растворенного газа.

По Свердловскому профилю ГСЗ ширина прогиба составляет около 30 км и увеличивается к югу и северу. По сравнению с другими структурами Урала первого порядка прогиб

характеризуется сильным развитием глубинной разломной тектоники. Вдоль профиля ГСЗ здесь сейсмометрией выявлена пачка глубинных разломов, к которой приурочены два пика концентрации гелия, растворенного в подземных водах [2, 3].

Северная часть погружения, считая, по И. Д. Соболеву, от Карабаша, называется Тагильским, а южная — Магнитогорским погружением, или мегасинклином [12].

В Тагильском и Магнитогорском мегасинклинориях сконцентрировано большинство уральских скарновых и сульфидных месторождений.

В пределах Магнитогорского мегасинклинория, в котором развиты породы среднепалеозойского возраста, проходит главная, основная полоса вулканогенных зеленокаменных пород, с которыми связаны сульфидные месторождения.

Значительное количество скважин пройдено при изучении Подольского рудного поля, где выявлены относительно полого залегающие сульфидные тела на глубине 600—850 м. Структурная схема и сейсмический разрез через рудное поле, а также его геологическое описание даны в работе [18]. Из последнего следует, что рудное поле контро-

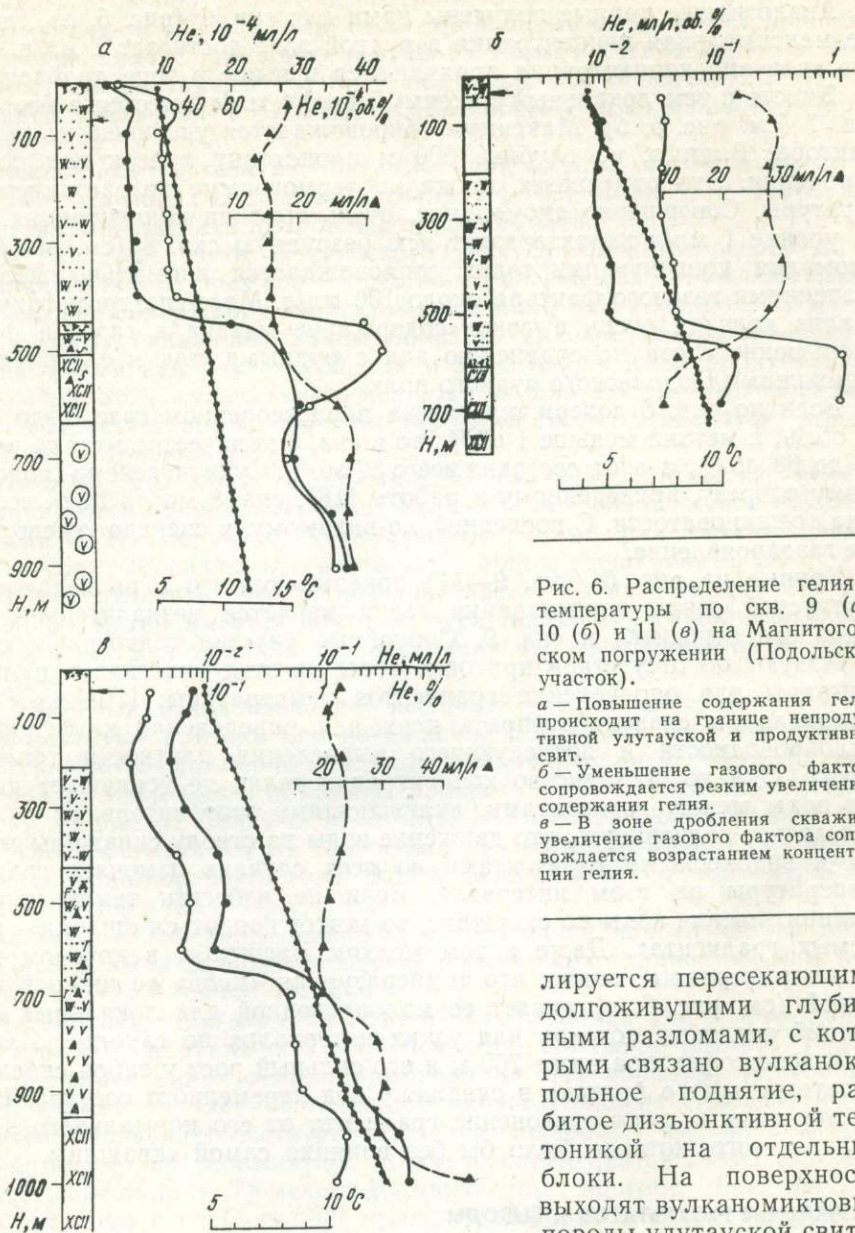


Рис. 6. Распределение гелия и температуры по скв. 9 (а), 10 (б) и 11 (в) на Магнитогорском погружении (Подольский участок).

а — Повышение содержания гелия происходит на границе непродуктивной улутауской и продуктивной свит.
б — Уменьшение газового фактора сопровождается резким увеличением содержания гелия.
в — В зоне дробления скважины увеличение газового фактора сопровождается возрастанием концентрации гелия.

лируется пересекающимися долгоживущими глубинными разломами, с которыми связано вулканокупольное поднятие, разбитое дизъюнктивной тектоникой на отдельные блоки. На поверхность выходят вулканомиктовые породы улутауской свиты, ниже которой залегают

вулканиты. К метасоматитам последних (кварцево-хлоритовые сланцы, кварцево-серицитовые сланцы) приурочено колчеданное оруденение.

Типичные распределения гелия в водах скважин Подольского рудного поля проанализированы в [9]. Породам улутауской свиты, залегающим сверху, присущи более низкие концентрации гелия (10^{-4} мл/л), чем сланцам продуктивной карамалыташской свиты. Зонам дробления соответствуют относительно локальные повышения концентрации. Наибольшая концентрация (около 1 мл/л) приурочена к рудной зоне.

Аналогичные данные получены нами для скв. 6 (рис. 5, а), где также максимальная концентрация в рудной зоне достигает 1 мл/л. Высокие значения концентрации проявляются и выше в зоне дробления.

Вместе с тем локальный максимум до 0,4 мл/л имеется в безрудной скв. 7 (см. рис. 5, б). Максимум сопровождается увеличением газового фактора. Видимо, на глубине 600 м происходит приток вод по зоне дробления. Это отмечается также на термограмме возрастанием температуры. Совершенно аномальная, очень высокая концентрация гелия на уровне 1 мл/л характеризует всю безрудную скв. 8 (см. рис. 5, в). Аномалия концентрации гелия сопровождается аномально высокими значениями газового фактора около 100 мл/л. Масс-спектрометрический анализ показал очень высокое содержание метана в газовой фазе и уменьшение азота по сравнению как с рудными, так и с безрудными скважинами Подольского рудного поля.

Если по скв. 6 содержание азота в растворенном газе было более 90 об.%, а метана меньше 1 об.%, то в скв. 8 количество метана возросло до 60 об.%, а азот составил всего 37 об.%. Судя по сейсмо-геологическому разрезу, приведенному в работе [18], скв. 8 могла быть вскрыта зона трещиноватости. С последней, по-видимому, и связано углеводородное газопроявление.

Кривые на рис. 6 (скв. 9—11) показывают, что в пределах пород улутауской свиты концентрация гелия меняется незначительно. Особенно это относится к скв. 9. Спокойные участки гелиограмм свидетельствуют об отсутствии притоков воды на этих участках и наиболее пригодны для определения градиентов температуры. Именно с этих интервалов и следует отбирать керн для определения коэффициента теплопроводности и последующего вычисления плотности теплового потока. Однако постоянство концентрации гелия не исключает движения воды между горизонтами, включающими этот интервал.

Следует подчеркнуть, что движение воды по стволу скважины между двумя водоносными горизонтами во всех случаях изменяет градиент температуры на этом интервале. Если не избегать температурного влияния течения воды по скважине, то может появиться ошибка в измеряемых градиентах. Даже в том мелком масштабе, в котором записаны термограммы, видно, что температурная «рябь» на нижней части кривой (см. рис. 6, в) делает ее малоприспособленной для локальных определений тепловых потоков для узких интервалов по глубине. Изменение газового фактора ниже 700 м и его сильный рост у забоя скважины свидетельствует о притоке в скважину вод переменного состава. Видимо, эти воды и дают отклонение градиента от его нормального значения, т. е. того, которое было бы без влияния самой скважины.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

1. Фактический материал показывает, что на сравнительно постепенные изменения концентрации растворенного гелия накладываются сильные изменения, связанные с зонами аномального гелионирования. Можно выделить, по крайней мере, три типа таких аномалий.

1. Разрывные нарушения, связанные с дроблением и повышением проницаемости пород, увеличивают концентрации растворенного гелия примерно до двух порядков.

2. Как на магнетитовых месторождениях контактово-метасоматического типа, так и на месторождениях сульфидов рудные зоны по

скважинам выделяются высокими концентрациями растворенного гелия. Естественно, что эти зоны были проницаемыми во время процесса рудообразования. С помощью гелиевого метода установлена их проницаемость в настоящее время и подтверждена определяющая роль разломной тектоники в условиях транспорта и локализации рудного вещества.

Основной состав газа из подземных вод рудных зон палеозойского возраста — азотный. Содержание гелия 0,4—2,9 об.%, т. е. такое же, как и в месторождениях природных горючих газов.

3. В западной части Подольского участка Магнитогорского мега-синклинория вне рудных зон и локальных разрывных нарушений выявлены высокие содержания гелия (около 2 мл/л, или порядка 2 об.%) по всему разрезу скважины. Таким образом, высокое содержание гелия присуще водам как улугауской, так и залегающей ниже продуктивной свиты. При этом существенно меняется общий состав растворенного газа и возрастает его количество. Из азотного газ становится углеводородным, метановым [19].

Возможно, что здесь газопроявления связаны с областью мелкой трещиноватости пород, которая западнее выявлена сейсмическими методами [19]. Вероятно, подводящими путями для газа являются более глубинные разломы, связанные с зоной трещиноватости.

Следует отметить, что в незначительном количестве (от $3,5 \cdot 10^{-2}$ до 3 об.%) метан имеется почти во всех скважинах Подольского участка. Причем, как правило, концентрация его увеличивается к забою скважины.

II. Гелиевый метод позволяет выделить участки скважины, в которых отсутствуют притоки или поглощения подземных вод. Эти участки характеризуются примерно постоянной концентрацией гелия (в миллилитрах на литр или в объемных процентах). Типичный пример дают графики на рис. 1. Конечно, некоторые слабые притоки всегда существуют. Они сказываются на изменении газового фактора, т. е. общего количества растворенного газа. Это, в свою очередь, влечет различные вариации содержания гелия.

Участки необсаженных скважин с постоянной концентрацией гелия более пригодны для определения геотермических градиентов, чем другие участки, где имеются притоки.

III. Притоки воды могут быть на любых глубинах, где есть проницаемые разрывные нарушения. По Глубоченской скважине (см. рис. 1) возрастает концентрация гелия (примерно на два порядка) на глубине одного километра. Однако в данном случае градиент температуры не меняется, что свидетельствует о течении подземных вод на этой глубине примерно по геоизотерме. Иначе распределяется гелий по Березовской скважине в Тюменско-Кустанайском прогибе (см. рис. 3). Здесь, начиная с глубины 300 м, нарастает приток воды с малым содержанием гелия. Водоотдающие породы — мергели, опоки. Такая же гидрогеологическая картина наблюдается, видимо, и по скв. 5 на Восточно-Уральском поднятии (см. рис. 4, б). Начиная с глубины 450 м, негелионосные воды уменьшают содержание гелия, которое имеет минимум на глубине 200 м в серпентинитах. Содержание гелия в интервале 450—200 м уменьшается на два порядка.

Интересен минимум газового фактора, приуроченный к глубинам 100—200 м, где концентрации гелия наименьшие. Выше газовый фактор несколько возрастает.

IV. Распределение температуры весьма стабильно, когда палеозойские породы выходят на дневную поверхность. Из приведенных термограмм следует, что на глубине 500 м температура составляет 7,9—8,9°C. На глубине 1000 м она возрастает до 11,5—13,4°C. Под отложениями мезо-кайнозой температура значительно выше и для указанных глубин составляет 15,8 и 23,2°C, увеличиваясь с мощностью платформенного чехла с низкой теплопроводностью.

V. Магнетитовые руды даже большой мощности несущественно уменьшают геотермический градиент. Это свидетельствует о том, что руды такого типа не очень отличаются по теплопроводности от вмещающих пород палеозойского возраста.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булашевич Ю. П. Тепловой поток и оценка выделения гелия земной корой в атмосферу.— Докл. АН СССР. Матем., физика, 1973, т. 212, № 4.
2. Булашевич Ю. П., Карташов Н. П. Распределение концентраций гелия в Северном Ледовитом океане.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 3.
3. Распределение гелия и тепловых потоков у дна озера Иссык-Куль/Ю. П. Булашевич, Е. А. Любимова, Н. П. Карташов и др.— Докл. АН СССР. Матем., физика, 1973, т. 212, № 3.
4. Булашевич Ю. П., Башорин В. Н. О выявлении разломов на Свердловском профиле ГСЗ по повышенным концентрациям гелия в подземных водах.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 3.
5. Булашевич Ю. П., Башорин В. Н. О приуроченности высоких концентраций гелия к пересечениям разрывных нарушений.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 4.
6. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968.
7. Любимова Е. А., Никитина В. Н., Томара Г. А. Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М.: Наука, 1976.
8. Hurdman R. D., Herzen R. P., Ericksen A. J., Jolivet J. Heat Flow Measurements in Deep Holes on the Mid-Atlantic Ridge.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 23.
9. Булашевич Ю. П., Карташов Н. П. Применение гелиевого метода для изучения строения рудных полей.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 6.
10. Карташов Н. П., Юрков А. К. Пробоотборник вакуумный глубинный. Авт. св. 571590 (СССР).— Бюлл. изобрет., 1977, № 33.
11. Черемисинов О. А., Шорохов Н. Р. Состав природного газа по данным газометрии скважин. М.: Недра, 1975.
12. Геология СССР, т. 12, ч. 1, кн. 1 и 2. М.: Недра, 1969.
13. Булашевич Ю. П., Башорин В. Н., Дружинин В. С., Рыбалка В. М. Гелий в подземных водах на Свердловском профиле глубинных сейсмических исследований.— Докл. АН СССР. Матем., физика, 1973, т. 208, № 4.
14. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976.
15. Булашевич Ю. П., Башорин В. Н. Схема проницаемых разрывных нарушений земной коры северо-западного Казахстана по данным распределения гелия в подземных водах.— Теотектоника, 1974, № 3.
16. Булашевич Ю. П., Ермаков Н. П. Перспективы применения геофизических методов для регионального изучения Урала и поисков полезных ископаемых.— В кн.: Состояние и перспектива развития геофизических методов на Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971.
17. Тверской П. Н. Курс геофизики. М.; Л.: ГОНТИ, 1939.
18. Клемин В. П., Чернова И. И. Проявление рудоконтролирующих структур Южного Урала в физических полях.— Разведка и охрана недр, 1975, № 10.
19. Булашевич Ю. П., Юрков А. К. Об аномалиях распределения гелия при изучении структуры рудных полей.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 6.

Ю. П. БУЛАШЕВИЧ, В. А. ЩАПОВ

ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
НЕКОТОРЫХ СТРУКТУР УРАЛА

1. Исследовано распределение температур и тепловых потоков для четырех регионов, входящих в систему меридионально-вытянутых крупных структур, образующих Уральскую складчатую страну [1]. Тагильский и Магнитогорский мегасинклиории, составляющие Тагило-Магнитогорское погружение, рассмотрены отдельно. Во всех случаях термические измерения произведены в выстоявшихся структурных или глубоких разведочных скважинах, обсаженных только в верхней части. Для выявления зон притоков и качественной оценки циркуляции подземных вод применен гелиевый каротаж [2, 3]. Концентрация гелия весьма чувствительна к проницаемости пород и резко возрастает в зонах разрывных нарушений.

Для измерения температуры по точкам использован термистор. Расхождение между первичными и контрольными замерами составляло $\pm 0,01^\circ\text{C}$. Коэффициент теплопроводности определен методом двух температурно-временных интервалов [4].

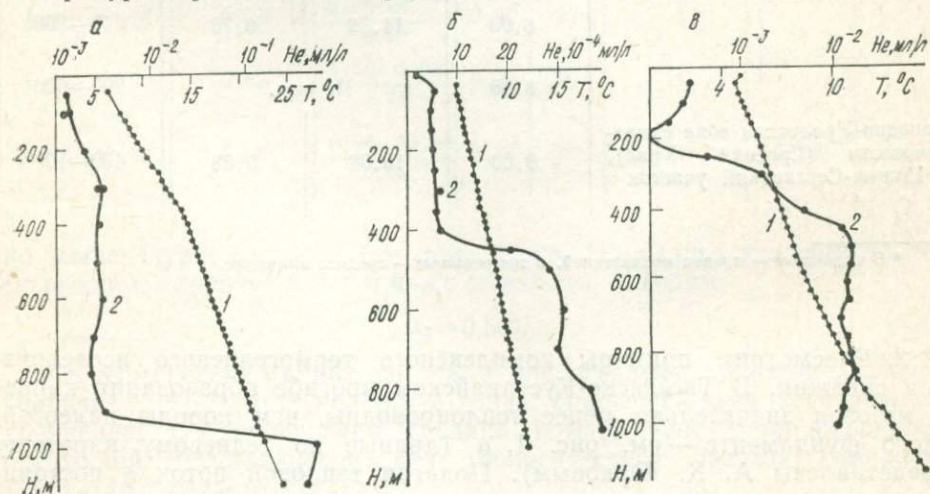


Рис. 1. Распределение температуры (1) и гелия (2) по скв. 1 (а), 8 (б) и 3 (в).

а — Мощность кайно-мезозойских отложений 340 м (глины, диатомиты, мергели); ниже залегают породы палеозойского фундамента (песчаники, порфиристы базальтовые и их туфы, диабазы).

б — Возрастание концентрации гелия с глубины 450 м вызвано сменой залегающих сверху вулканомитовых пород улутауской свиты вулканитами Баймак-Бурибаевской свиты.

в — Минимум содержания гелия приурочен к зоне дробления в серпентинитах. Ниже залегают талько-карбонатные породы, кварц-хлорит-эпидотовые сланцы, включающие кварцевые дайки.

Сводная таблица

Структура, участок	Температура, °С, на глубине		Градиент, °С 100 м	Интервал определения теплового потока, м
	500 м	1000 м		
Тюменско-Кустанайский прогиб (Средний Урал), участок: Глубоченский	15,77	22,51	1,35	500—1020
Березовский	15,85	23,98	1,63	439—883
Восточно-Уральское поднятие, Свердловский участок	7,91	13,38	1,09	500—800
	8,09	} Не опр.		280—560
	8,56			180—620
Тагильский мегасинклинорий (Средний Урал), Кушвинский участок	8,70	} Не опр.		290—860
	8,89			280—860
Магнитогорский мегасинклино- рий (Южный Урал), Подоль- ский участок	8,72	12,57	0,77	100—940
	8,42	12,55	0,83	221—921
	8,03	11,52	0,70	610—800
	8,90	Не опр.		200—600
Западно-Уральская зона склад- чатости (Средний Урал), Нижне-Сергинский участок	9,00	13,38	0,88	430—1000

* В числителе — предел показателей, в знаменателе — среднее значение.

2. Рассмотрим примеры комплексного термодатированного исследования скважин. В Тюменско-Кустанайском прогибе образования кайно- и мезозоя значительно менее теплопроводны, чем породы палеозойского фундамента — см. рис. 1, а (данные по гелиевому каротажу представлены А. К. Юрковым). Полагая тепловой поток q постоянным, получим соотношение

$$q = \lambda_1 \left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right)_1 = \lambda_2 \left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right)_2, \quad (1)$$

где λ — коэффициент теплопроводности; индекс 1 относится к отложениям мезо-кайнозоя, индекс 2 — к палеозойским породам. Определяя

геотермических данных

Температура на концах интервала, °С	Градиент на интервале определения теплового потока, °С/100 м	Средний коэффициент теплопроводности, кал см·с·град	Тепловой поток		Количество образцов на интервале определения теплового потока	Координаты	
			мккал см²·с	мВт м²		Восточная долгота	Северная широта
15,77—22,85	1,36	5,20—6,89* 6,10	0,83	35	8	63°43'	55°20'
14,74—22,03	1,64	3,32—8,23 5,16	0,85	36	10	63°55'	55°40'
7,91—10,61	0,90	5,01—8,42 6,14	0,55	23	7	60°55'	56°52'
6,34—8,44	0,75	4,87—6,81 5,85	0,44	18	8		
5,57—9,78	0,96	5,05—8,06 5,92	0,57	24	12		
6,99—13,01	1,06	4,71—7,15 5,15	0,55	23	8	59°46'	58°15'
6,30—13,19	1,19	4,05—5,49 4,65	0,55	23	8		
5,28—12,28	0,83	4,93—9,80 6,60	0,55	23	13	58°20'	52°05'
6,28—11,97	0,81	4,76—8,68 6,54	0,53	22	14		
8,98—10,23	0,66	6,08—9,77 8,00	0,52	22	5		
6,42—9,72	0,83	5,44—6,02 5,73	0,48	20	11	59°30'	56°30'
8,25—13,38	0,90	6,54—11,63 9,06	0,82	34	21		

по температурной кривой (см. рис. 1, скв. 1) средние значения геотермических градиентов выше и ниже ее излома, находим

$$\lambda_1 = 0,56\lambda_2. \quad (2)$$

Геотермические данные по скв. 1 представлены в таблице. Среднее значение $\lambda_2 = 6,10 \cdot 10^{-3}$ кал/(см·с·град). Пользуясь этим значением, по уравнению (2) определяем средний коэффициент теплопроводности утолщений мезо-кайнозой для геологического разреза скважины: $\lambda_1 = 3,4 \cdot 10^{-3}$ кал/(см·с·град).

Вблизи забоя скв. 1 по зоне дробления поступают воды, обогащенные гелием, концентрация которого возрастает на 3 порядка. Это свидетельствует об активной динамике вод на глубине более километра. Низкая и практически постоянная концентрация гелия начиная с поверхности фундамента и большой градиент концентрации в узком интервале глубин указывают на отсутствие вертикальной конвекции по

стволу скважины, иначе границы между водами с разной концентрацией были бы размытыми. Вероятно, в данном случае течение подземных вод пологое.

Типичные кривые распределения температуры и гелия по скважинам для Подольского участка Магнитогорского мегасинклинория приведены на рис. 1, б. По четкости границы между водами с разной концентрацией гелия можно предположить отсутствие заметной конвекции по скв. 8 на этом горизонте, хотя незначительное поступление вод из зоны дробления на глубине 450 м все же возможно [2]. Геотермические данные по скв. 8 представлены в таблице. Эта скважина сравнительно спокойная по гидроциркуляции. Однако на Подольском участке имеются скважины и со значительными притоками подземных вод.

Более интенсивна конвекция в скважинах Восточно-Уральского поднятия, где содержание гелия меняется на 2 порядка в интервале глубин 200—450 м (см. рис. 1, в). Меняется и общее количество растворенного газа. Максимум (более 30 мл/л) и минимум (10 мл/л) проявляются соответственно на глубине 100 и 200 м. Ниже 250 м газовый фактор практически постоянный (20 мл/л). Пригодным для определения теплового потока представляется интервал ниже 450 м, где вплоть до забоя скважины тепловой поток постоянен. Выше 450 м имеются большие притоки вод, составляющие наибольшее значение в зоне серпентинитов на глубине около 100 м. Эти воды несут низкие концентрации гелия.

Средний коэффициент теплопроводности вычислен по приближенному соотношению $\lambda = \frac{h}{\sum \frac{h_i}{\lambda_i}}$ [5], где h , h_i — интервал определения

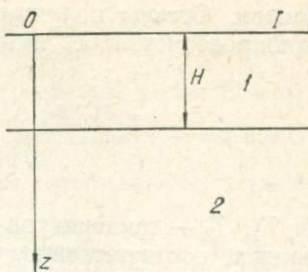
теплового потока и литологической разности пород, соответственно, λ_i — коэффициент теплопроводности последней. Количество образцов керна менялось в зависимости от степени неоднородности разреза, составляя в среднем 10 на скважину. Как видно из таблицы, средние коэффициенты теплопроводности близки для всех рассмотренных геологических разрезов складчатого фундамента Урала. Несколько большее значение характеризует породы Западно-Уральской зоны складчатости.

3. Фактический материал по термике ряда крупных тектонических структур Урала сведен в таблицу. Средние значения градиента и теплового потока для каждой из них следующие:

	Градиент,	Тепловой поток,	
	$\frac{^{\circ}\text{C}}{100 \text{ м}}$	$\frac{\text{мккал}}{\text{см}^2 \cdot \text{с}}$	$\frac{\text{мВт}}{\text{м}^2}$
Тюменско-Кустанайский прогиб	1,50	0,84	35,5
Восточно-Уральское поднятие	0,87	0,52	22
Тагильский мегасинклинорий	1,13	0,55	23
Магнитогорский мегасинклинорий	0,73	0,52	22
Западно-Уральская зона складчатости	0,90	0,82	34

Рис. 2. Разрез Восточного склона Урала.

1 — граница с постоянной температурой; 1 — образования мезо-кайнозоя мощностью H ; 2 — палеозойские породы.



Для Восточно-Уральского поднятия, Тагило-Магнитогорского погружения и Западно-Уральской зоны складчатости, где на поверхность выходят палеозойские породы, средняя температура на глубинах 500 и 1000 м составляет соответственно 8,5 и 13,3°С, а средний градиент 0,96 °С/100 м.

На Восточном склоне Урала температура в палеозойском фундаменте примерно линейно растет с мощностью низкотеплопроводных отложений кайно- и мезозоя. При мощности отложений 340 м для Тюменско-Кустанайского прогиба температура вдвое выше, чем на тех же глубинах для обнаженного Урала.

Значительно выше здесь и геотермический градиент. Однако его рост отнюдь не связан с мезо-кайнозойским чехлом и повышенным полем температур. Теплопроводность пород палеозоя также не играет роли, так как существенно отличается от теплопроводности пород других структур, в которых градиенты низки (см. таблицу). Причина более высокого градиента заключается в повышенном значении теплового потока в Тюменско-Кустанайском прогибе.

Как было отмечено выше и как следует из таблицы, по сравнению с открытым Уралом температура в палеозойских породах возрастает, если они перекрыты отложениями кайно- и мезозоя. Эта закономерность наблюдается по всему восточному склону Урала. Причина подобного явления заключается в низкой теплопроводности платформенных образований. Нарастание мощности мезо-кайнозоя с запада на восток постепенное. Поэтому будем считать ее постоянной в пределах расстояний, превышающих глубину геотермических измерений в данной точке.

При формулировке граничных условий необходимо учитывать, что на Среднем Урале нижняя граница нейтрального слоя, т. е. слоя постоянной температуры, залегает на глубине 25—50 м. Это следует из скважинных измерений. Положение границы не зависит от времен года, и на Среднем Урале температура на ней составляет около 5°С.

Примем подошву нейтрального слоя за плоскость, поместим на ней начало координат и ось Z направим перпендикулярно вниз, как указано на рис. 2. Тогда граничные условия примут вид

$$T_1 = \theta \text{ при } Z = 0, \quad (3)$$

$$T_1 = T_2 \text{ и } \lambda_1 \frac{\partial T_1}{\partial Z} = \lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial Z} = q \text{ при } Z = H, \quad (4)$$

где H — мощность мезо-кайнозойских отложений (ниже подошвы нейтрального слоя); q — плотность теплового потока; θ — температура подошвы нейтрального слоя; λ_1 и λ_2 — коэффициенты теплопроводности; индекс 1 относится к мезо-кайнозойским отложениям, индекс 2 — к палеозойским

породам. Отсюда получим следующие решения стационарного уравнения теплопроводности без источников:

$$T_1 = \frac{q}{\lambda_1} Z + \theta, \quad (5)$$

$$T_2 = \frac{q}{\lambda_2} Z + qH \left(\frac{1}{\lambda_1} - \frac{1}{\lambda_2} \right) + \theta, \quad (6)$$

где T_1 , T_2 — температура в отложениях мезо-кайнозой и в палеозойских породах, соответственно.

Применительно к восточному склону Среднего Урала $\lambda_2 = 6 \cdot 10^{-3}$ кал/(см·с·град) и $\lambda_1 = 0,56$ $\lambda_2 = 3,4 \cdot 10^{-3}$ кал/(см·с·град). Подставив эти значения в (6), будем иметь

$$\frac{T_2(z)}{q} = 170 Z + 130 H + \frac{\theta}{q} \quad (7)$$

(глубины Z и H взяты в сантиметрах). При $q = 0,84 \cdot 10^{-6}$ ЕТП (ЕТП — единица теплового потока), $\theta = 5^\circ\text{C}$, $H = 0,3$ км для $Z = 0,5$ и $1,0$ км получим соответственно температуры 15,4 и $22,6^\circ\text{C}$. При $H = 1,0$ км для $Z = 1,0$ и 2 км находим соответственно температуры 30,2 и $44,5^\circ\text{C}$. Впрочем, возможно, что с увеличением мощности отложений мезо-кайнозой коэффициент теплопроводности будет несколько возрастать в результате увеличения давления на низких горизонтах.

4. Западная часть Уральской эвгеосинклинали, представленная Тагило-Магнитогорским погружением, выделяется аномально низкими значениями теплового потока ($0,52$ — $0,55$ мккал/(см²·с)). Последние примерно вдвое ниже показателей для потоков на востоке Русской платформы. Незначительные потоки наблюдаются также в среднеуральской части Восточно-Уральского поднятия (см. выше). Их значения приближаются к показателям для части низких тепловых потоков Криво-рождско-Кременчугской синклинали [6].

Более краевые структуры Уральской геосинклинали — Тюменско-Кустанайский прогиб и Западно-Уральская зона складчатости — имеют на Среднем Урале тепловые потоки $0,82$ — $0,84$ ЕТП, что примерно соответствует потокам на докембрийских щитах [5]. Для Магнитогорского мегасинклинория тепловой поток $0,52$ ЕТП близок к среднему значению $0,46$ ЕТП, полученному по другим скважинам Подольского участка в [7].

При предположении стационарности и кондуктивности теплового потока полученные аномально низкие его значения объясняются уменьшением источников тепла в земной коре и верхах мантии на Урале. Петрографически это означает увеличение основности пород. Для Магнитогорского мегасинклинория аномалии теплового потока, возможно, обусловлены увеличением мощности гранулит-базитового слоя [7]. Уменьшение мощности источников имеет значение. Однако многочисленные проницаемые разломы, зоны дробления и трещиноватости могут вызвать конвективную составляющую теплового потока. Особенно велико число таких нарушений в Тагило-Магнитогорском погружении и в смежных структурах [8]. При этом не только фильтрация через массив пород, но и движение воды по скважине, соединяющей различные проницаемые зоны, могут привести к занижению показателей кондуктивного потока при существующей методике геотермических измерений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР, т. XII, ч. 1, кн. 2. М.: Недра, 1969.
2. Булашевич Ю. П., Карташов Н. П. Применение гелиевого метода для изучения структурных рудных полей.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 6.
3. Булашевич Ю. П., Юрков А. К. Об аномалиях распределения гелия при изучении структуры рудных полей.— Там же, 1978, т. 239, № 6.
4. Волькенштейн В. С. Скоростной метод определения теплофизических характеристик материалов. Л.: Энергия, 1971.
5. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968.
6. Кутас Р. И., Гордиенко В. В., Бевзюк М. И., Завгородняя О. В. Новые данные о тепловых потоках на территории УССР.— В кн.: Геотермия, ч. 1. М.: ГИН АН СССР, 1976.
7. Сальников В. Е., Огаринов И. С. Зона аномально низких тепловых потоков на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 6.
8. Булашевич Ю. П. Гелиевая съемка как метод регионального исследования разломной тектоники Урала.— В кн.: Ядерно-геофизические исследования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975.

Ю. В. ХАЧАЙ

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ПРОЦЕССЕ ТЕРМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

В настоящее время не вызывает сомнения вывод о том, что кора является продуктом дифференциации мантии Земли [1, 2]. Тектономагматические процессы в коре — проявление этого глубинного явления. Анализ распределения абсолютных возрастов [3, 4] свидетельствует о цикличности изменений магматической активности для всех континентов.

Имеются различные гипотезы для объяснения механизма дифференциации мантии [1, 5—7]. Общий пункт этих гипотез — вывод о наличии зон полного либо частичного плавления вещества мантии.

Возможность циклически повторяющихся проплавлений верхней мантии впервые продемонстрировали А. Н. Тихонов, Е. А. Любимова и В. К. Власов [8]. В результате численного решения модельной задачи о термической эволюции ими показано, что около $2,5 \cdot 10^9$ лет назад в верхней мантии в результате энергии распада естественно-радиоактивных элементов мог образоваться слой расплава. Интенсивный тепло-массоперенос в расплаве, характеризуемый эффективным коэффициентом теплопроводности $\lambda_{\text{эф}}$, достаточно превышающим теплопроводность нерасплавленного вещества λ , приводит к перемещению границ слоя расплава к поверхности.

Процесс мог циклически повторяться, и, согласно [8], число циклов определяется величиной $\lambda_{\text{эф}}/\lambda$. Для принятых в работе [8] значений параметров задачи нижняя граница расплава не опускалась глубже 550 км от дневной поверхности.

Однако из сопоставления современного состава и мощности коры с вариантами предполагаемого первичного состава мантии можно заключить [6, 9], что процесс дифференциации, вероятно, охватывал мантию до глубин около 1300 км.

Интерпретация сейсмологических данных [10] также свидетельствует об изменении химического состава мантии, по крайней мере, до глубины 870 км от поверхности.

В настоящей работе на основе решения модельной задачи о термической эволюции Земли исследуются условия, при которых циклическое проплавление мантии может охватывать глубины, необходимые для объяснения современного состава коры. Основное внимание уделяется коре и верхней мантии, и не затрагиваются возможные процессы во внешнем ядре Земли.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ВЫБОР ПАРАМЕТРОВ

Изучение термической эволюции, как обычно [8, 11], основано на решении нелинейного уравнения теплопроводности для сферически-симметричного тела:

$$\rho(r) \cdot c(r, T) \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{r^2} \cdot \frac{\partial}{\partial r} \cdot \left[r^2 \cdot \lambda(r, T) \cdot \frac{\partial T}{\partial r} \right] + H(r, t), \quad (1)$$

$$0 \leq r \leq R, \quad t > 0,$$

с краевыми условиями

$$T(R, t) = T_0 - \text{const},$$

$$T(r, 0) = f(r), \quad \lambda \left. \frac{\partial T}{\partial r} \right|_{r=0} = 0. \quad (2)$$

Здесь T — искомая температура как функция расстояния от центра Земли r и времени t ; ρ , c , λ — соответственно плотность, теплоемкость и коэффициент теплопроводности вещества; H — функция тепловыделения; $f(r)$ — начальное распределение температуры; R — радиус Земли.

Нелинейная задача (1) — (2) решается в общем случае только численно. Для возможности воспроизведения результатов и сопоставления с данными других исследователей ниже подробно описывается выбор значений параметров задачи.

Плотность. Использовано приближенное распределение Гельмерта [5]

$$\rho(r) = \rho_0 \cdot \left[1 - a \cdot \left(\frac{r}{R} \right)^2 + b \cdot \left(\frac{r}{R} \right)^4 \right]. \quad (3)$$

Константы $\rho_0 = 12,68$ г/см³, $a = 1,44683$, $b = 0,70863$ определены из условий нормировки: масса Земли $M_3 = 5,98 \cdot 10^{27}$ г, $\rho_0 = 12,68$ г/см³, $\rho(R) = 3,32$ г/см³.

Начальная температура. Принята на основе данных [12]; аналогично работе [11]

$$f(r) = T_1 - (T_1 - T_0) \cdot \exp \left(-k \cdot \left(1 - \frac{r}{R} \right) \right), \quad (4)$$

где $T_1 = 1500^\circ\text{K}$, $T_0 = 273^\circ\text{K}$, $k = 40$. График $f(r)$ представлен кривой 1 на рис. 1.

Теплота плавления. Принята согласно [13]: $L = 1,675 \cdot 10^9$ эрг/г.

Теплопроводность. В нерасплавленном веществе вычислена как сумма фононной и радиационной частей [8, 10]:

$$\lambda(T) = \frac{A}{T} = \frac{16}{3} \cdot \frac{n^2 \cdot \sigma}{\varepsilon} \cdot T^3, \quad (5)$$

где $A = 5,721 \cdot 10^7$ эрг/(см·с) [11]; n — показатель преломления ($n^2 = 3$); σ — постоянная Стефана — Больцмана; ε — коэффициент поглощения. В отличие от [8], здесь не учтена зависимость фононной составляющей от давления, что является упрощением. Однако используемая обычно [8, 11] зависимость λ от давления предложена для коры современного состава и мощности, и неясно, каким образом такая зависимость должна изменяться в процессе образования коры.

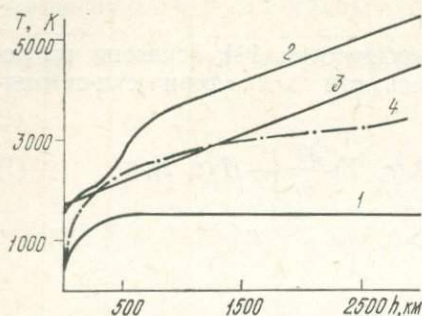


Рис. 1. Распределение температуры с глубиной: 1 — начальное распределение температуры; 2 — кривая плавления Аффена; 3 — кривая плавления Жаркова; 4 — современное распределение для варианта расчетов, представленного на рис. 4.

Эффективный тепло-массоперенос в слое расплава описан одним из двух аппроксимационных выражений. В первых, подобно принятому в [8] задана

$$\lambda_{эф} = \lambda \cdot \left[1 + 0,205 \cdot \sqrt[4]{Ra - Ra_k} \right] \quad (6)$$

$$\text{при } T_1^+ - \Delta T < T < T_2^+ + \Delta T,$$

где $\Delta T = 99^\circ\text{K}$ — полуинтервал, в котором происходит плавление вещества; Ra и Ra_k — соответственно число Релея и его критическое значение, т. е.

то, при котором возникает конвекция; $Ra = \frac{\alpha \cdot g \cdot (T_2^+ - T_1^+) \cdot h^3}{\kappa \cdot \nu}$, α — коэффициент теплового расширения, g — ускорение силы тяжести, h — мощность слоя, T_1^+ и T_2^+ — соответственно температура плавления на верхней и нижней границе, ν — кинематическая вязкость, $\kappa = \lambda / \rho c$, $Ra_k = 657,5$.

Во-вторых, $\lambda_{эф}$ аппроксимируется выражением

$$\lambda_{эф} = \begin{cases} \lambda + 2 \cdot \lambda_1 \cdot \frac{r - R_2}{R_1 - R_2} & \text{при } R_2 \leq r \leq \frac{R_1 + R_2}{2}, \\ \lambda + 2 \cdot \lambda_1 \cdot \frac{r - R_1}{R_2 - R_1} & \text{при } \frac{R_1 + R_2}{2} \leq r \leq R_1. \end{cases} \quad (7)$$

Здесь R_1 и R_2 определяются из соотношений $T(R_1) = T_1^+$, $T(R_2) = T_2^+$; λ_1 варьировалось: $\lambda_1 = (4,184; 2,092; 1,046) \cdot 10^6$ эрг/(см·с·град).

Теплоемкость. Для твердого и полностью расплавленного вещества коры и мантии принята постоянная: $c_0 = 1,2555 \cdot 10^7$ эрг/(г·град), в ядре $c_1 = 0,7 \cdot c_0$. В связи с тем, что задача Стефана для движущихся границ расплава решается методом сквозного счета [14], вводится эффективная теплоемкость

$$c = c_0 \pm \frac{L}{2 \cdot \Delta T}. \quad (8)$$

Знак плюс либо минус в выражении (8) зависит от того, происходит на границе плавление либо кристаллизация, соответственно.

Внутренние источники тепла. Основным внутренним источником энергии планеты предполагается выделение тепла при радиоактивном распаде в рядах ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K . Принят хондритовый состав первичного однородного вещества Земли. Концентрации указанных элементов для настоящего времени, соответственно, следующие: $N_1 = 2 \cdot 10^{-8}$ г/г, $N_2/N_1 = 1/137$, $N_3/N_1 = 4$, $N_4 = 8 \cdot 10^{-8}$ г/г.

Температура плавления. Определение зависимости температуры плавления от давления, а значит от глубины, даже для настоящего момента времени представляет значительные трудности [15—17]. В рабо-

те [11] было показано, что численные решения задачи о термической эволюции с использованием кривой плавления Жаркова [15] без учета конвективного теплопереноса в слое расплава приводят к решению, описывающему расплавленное состояние всей мантии на современном этапе. Этот результат противоречит сейсмическим данным [5, 10], и, вероятно, поэтому обычно [8, 11] используют данные Аффена [16].

Если определить температуру плавления выражением [16]

$$\frac{T^+(r)}{T_{100}} = \frac{\left(V_P^2 - \frac{4}{3}V_S^2\right)_r}{\left(V_P^2 - \frac{4}{3}V_S^2\right)_{100}} \quad (9)$$

(V_P и V_S — соответственно скорости продольных и поперечных объемных волн; индекс внизу указывает, к какой глубине относится значение переменной) и учесть обобщенные данные [5, 10] о скоростях продольных и поперечных волн в различных регионах Земли, а именно уменьшение скорости поперечных волн на глубинах от 70 до 200 км при переходе от мантии под щитами к мантии под океанами [10], то можно ожидать и несколько различный ход кривой плавления для этих регионов в настоящий момент времени. Кроме того, одним из следствий дифференциации верхней мантии, согласно [1, 5, 9], является вынос к поверхности легких и легкоплавких смесей. Следовательно, в процессе эволюции Земли кривая плавления могла изменяться: T^+ уменьшалась для близповерхностных слоев и увеличивалась в нижней части области, охваченной процессом дифференциации. Современная неоднородность кривой плавления по латерали может быть объяснена различной степенью дифференциации.

Качественное различие между кривыми плавления Жаркова [15] и Аффена [16] (см. на рис. 1 кривые 3 и 2, соответственно) имеет описанный выше характер: для последней свойственно резкое возрастание T^+ на глубинах 400—900 км. Это послужило предпосылкой рассматривать кривую плавления Жаркова как начальное положение T^+ для однородного вещества, а кривую плавления Аффена — как ее современное значение.

В расчетах использованы обе кривые плавления.

АЛГОРИТМ РАСЧЕТА

Для решения задачи (1) — (2) использована неявная разностная схема на неравномерной пространственной сетке с четырехточечным шаблоном. При этом уравнение (1) принимает вид [8, 18]

$$\begin{aligned} c(R_i, T_i^{j+1}) \cdot \rho(R_i) \cdot \frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{\tau} = & \frac{\beta}{R_i^2 \cdot h_{i1}} \cdot \left\{ \left(R_i + \frac{h_{i+1}}{2} \right)^2 \cdot \lambda \left(\frac{T_{i+1}^{j+1} + T_i^{j+1}}{2}, \right. \right. \\ & R_i + \frac{h_{i+1}}{2} \Big) \cdot \frac{T_{i+1}^{j+1} - T_i^{j+1}}{h_{i+1}} - \left(R_i - \frac{h_i}{2} \right)^2 \cdot \lambda \left(\frac{T_i^{j+1} + T_{i-1}^{j+1}}{2}, \right. \\ & \left. \left. R_i - \frac{h_i}{2} \right) \cdot \frac{T_i^{j+1} - T_{i-1}^{j+1}}{h_i} \right\} + \tau_0 \cdot H(R_i, t^{j+1}), \end{aligned} \quad (10)$$

где $R_i = r_i/R$, t^{j+1} — соответственно безразмерные расстояния до i -го узла сетки и время на $(j+1)$ -м шаге; $h_i = R_i - R_{i-1}$; $h_{i1} = (h_i + h_{i+1})/2$; $\beta = \tau/R^2$; $\tau_0 = 4,5 \cdot 10^9$ лет — возраст Земли; M — число узлов пространственной сетки; $\tau = 10^{-3}$ — безразмерный шаг по времени. Пространственная сетка

выбрана так: от поверхности до глубины 48 км 32 узла и постоянный шаг 1,5 км, на участках 48—1033, 1033—2900 и 2900—6371 км — соответственно 100, 80 и 52 узла. Внутри каждого интервала сетка линейно разрежалась к центру сферы. Такое разбиение выполнено, чтобы точнее фиксировать положение границ расплава в верхней мантии. Уравнение (10) можно записать в виде

$$A_i^{j+1} \cdot T_{i+1}^{j+1} - 2B_i^{j+1} \cdot T_i^{j+1} + C_i^{j+1} \cdot T_{i-1}^{j+1} = D_i. \quad (11)$$

Для абсолютной устойчивости схемы необходимо выполнение условий [18]

$$A_i^{j+1} > 0, C_i^{j+1} > 0, 2B_i^{j+1} > A_i^{j+1} + C_i^{j+1}, \quad (12)$$

которые налагают ограничение на возможный выбор ΔT в выражении (8) при заданном L .

Таким образом, задача (1) — (2) сводится к решению на каждом $(j+1)$ -м временном шаге системы зацепляющихся алгебраических уравнений, в которых коэффициенты A_i^{j+1} , B_i^{j+1} , C_i^{j+1} , D_i зависят как от решения системы на предыдущем, j -м шаге по времени, так и от еще не известного решения на $(j+1)$ -м шаге.

Задача (1) — (2) решена методом итераций. Основная часть результатов получена с использованием двух итераций на каждом временном шаге.

Система (11) решена методом прогонки [18]. Возникновение слоя плавления контролировалось при сравнении вычисленной температуры $T(R_i, t)$ со значением температуры плавления в том же узле $T^+(R_i)$. Кроме параметров, которые необходимо сохранять в машинной памяти в связи с решением системы (11) методом прогонки, решение задачи Стефана для движущихся границ расплава методом сквозного счета [14] приводит к необходимости запоминания координат и температур, при которых происходит начало плавления и полное расплавление на каждой границе на $(j+1)$ -м временном шаге.

Описанный алгоритм был реализован на языке «Фортран» для ЭВМ БЭСМ-6.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Предварительно изучалась модель термической эволюции Земли без учета выноса радиоактивных элементов в кору, в качестве кривой плавления использовали данные Аффена [16]. Варьировались величина теплопроводности в нерасплавленной мантии, а также способ задания и величина эффективной теплопроводности в слое расплава.

Результаты решений представлены на рис. 2. По оси абсцисс нанесено время (современный момент соответствует $t=4,5 \cdot 10^9$ лет), по оси ординат — глубина от дневной поверхности. Заштрихованные области показывают перемещение со временем границ слоя полного расплавления. В начале и конце цикла проплавления координаты верхней и нижней границ должны совпадать. В результатах, показанных на рис. 2—4, такого полного совпадения нет. Это обусловлено конечностью шага по временной и пространственной сеткам в конечно-разностной аппроксимации задачи (1) — (2).

На рис. 2, а — в, представлены варианты, для которых эффективная теплопроводность в слое расплава аппроксимирована выражением (7). При этом коэффициент поглощения выше в варианте, представленном на

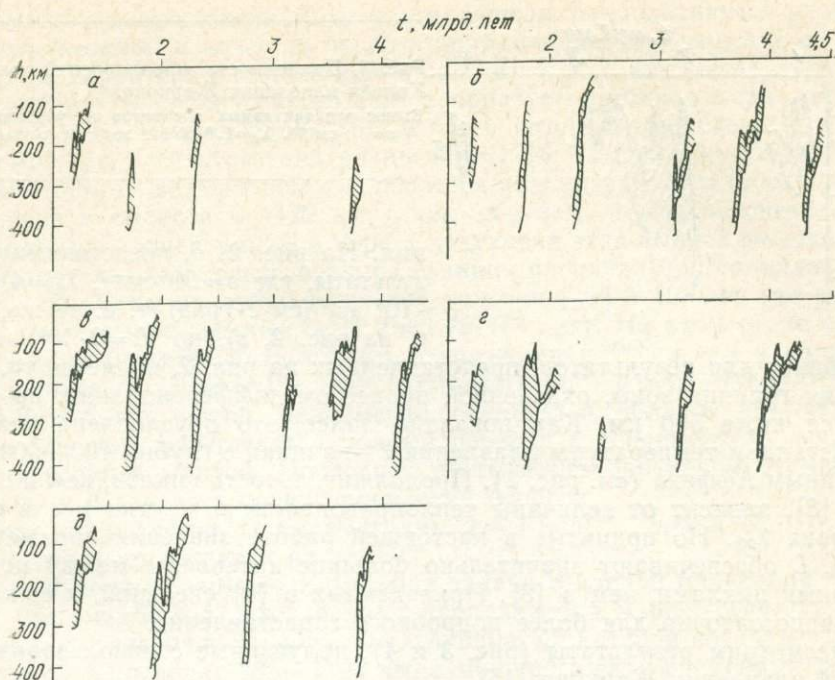


Рис. 2. Цикличность проплавлений. Кривая плавления Аффена.

Рисунок	ϵ , см^{-1}	$\lambda_1 \cdot 10^6$, $\text{эрг}/(\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град})$	γ^*
а	50	1,046	4,86
б	30	1,046	2,99
в	50	4,184	19,46
г	10	$\lambda_{\text{эф}}^{**}$	—
д ***	50	4,184	—

* $\gamma = \lambda_1 / \lambda^+$ и $\lambda^+ = \lambda(T^+(400))$.

** $\lambda_{\text{эф}} = \lambda \cdot [1 + 0,205 \sqrt[4]{Ra - Ra_K}]$.

*** $L = 2 \cdot 10^8$ $\text{эрг}/\text{г}$.

Остальные пояснения см. в тексте.

рис. 2, а ($\epsilon = 50 \text{ см}^{-1}$), чем на рис. 2, б ($\epsilon = 30 \text{ см}^{-1}$), а эффективная теплопроводность в расплаве одинакова $\lambda_1 = 1,046 \cdot 10^6$ $\text{эрг}/(\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град})$. На рис. 2, б и в, наоборот, одинаково поглощение в мантии ($\epsilon = 50 \text{ см}^{-1}$), но различны теплопроводности расплава ($\lambda_1 = 1,046 \cdot 10^6$ и $4,184 \times 10^6$ $\text{эрг}/(\text{см} \cdot \text{с} \cdot \text{град})$, соответственно). На рис. 2, г, теплопроводность не-расплавленного вещества характеризуется величиной $\epsilon = 10 \text{ см}^{-1}$, а эффективная теплопроводность в слое расплава $\lambda_{\text{эф}} = \lambda \cdot [1 + 0,205 \sqrt[4]{Ra - Ra_K}]$. Использование последней аппроксимации вносит дополнительную нелинейность в уравнение (1), так как не только $\lambda(r, T)$, но и вычисляемое значение Ra зависит от мощности слоя расплава. С учетом некоторого эвристического характера зависимости (6) для $\lambda_{\text{эф}}$ [8] все дальнейшие вычисления проведены с аппроксимацией $\lambda_{\text{эф}}$ выражением (7).

Увеличение используемого значения теплоты плавления L при тех же значениях параметров ϵ , λ , $\lambda_{\text{эф}}$ приводит к уменьшению мощности слоя расплава и сокращению количества реализовавшихся циклов проплавления.

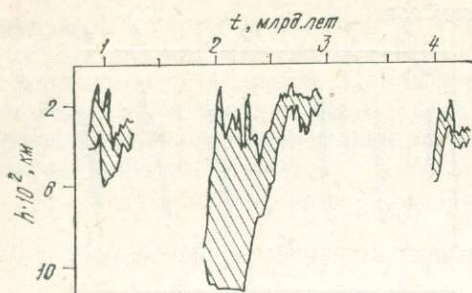


Рис. 3. Цикличность проплавлений мантии. Кривая плавления Жаркова. Вынос радиоактивных элементов не учитывается; $\epsilon=30 \text{ см}^{-1}$, $\lambda_1=1,046 \cdot 10^6 \text{ эрг/(см} \cdot \text{с} \cdot \text{град)}$.

ния. На рис. 2, д, представлены результаты, где $\epsilon=50 \text{ см}^{-1}$, $\lambda_1=4,184 \cdot 10^6 \text{ эрг/(см} \cdot \text{с} \cdot \text{град)}$ (т. е. те же, что и на рис. 2, в), но $L=2 \cdot 10^9 \text{ эрг/г}$.

Общим для результатов, представленных на рис. 2, является то, что нижняя граница зоны, охваченной процессом дифференциации, не опускается ниже 500 км. Как показано далее, это обусловлено резким возрастанием температуры плавления T^+ начиная с глубин 400—500 км, по данным Аффена (см. рис. 1). Продолжительность циклов, как и в работе [8], зависит от величины теплопроводности в мантии λ и в слое расплава $\lambda_{\text{эф}}$. Но принятые в настоящей работе значения параметров λ , $\lambda_{\text{эф}}$, L обеспечивают значительно большие интервалы между последующими циклами, чем в [8]. Приведенных в [8] сведений, к сожалению, недостаточно для более подробного сопоставления.

Рассмотрим результаты (рис. 3 и 4), полученные с использованием кривой плавления Жаркова [15].

Предварительно также исследовалась модель эволюции без учета выноса радиоактивных элементов из мантии в кору.

Результаты для $\epsilon=30 \text{ см}^{-1}$ и $\lambda_1=10,46 \cdot 10^6 \text{ эрг/(см} \cdot \text{с} \cdot \text{град)}$ показаны на рис. 3.

Выявлены два принципиальных отличия схемы эволюции, в которой использованы в качестве кривой плавления данные В. Н. Жаркова, от результатов, полученных с использованием кривой плавления Аффена. Во-первых, увеличивается мощность области, охваченной процессом дифференциации, с 500 до 800—1100 км. Во-вторых, первый цикл проплавления резко отличается от последующих. Первый цикл проплавления в основном обусловлен разогревом мантии на глубине 500 км в результате выделения энергии при падении тел на последнем этапе аккумуляции планеты, что отражается в начальном распределении температуры (4).

Первый цикл проплавления реализуется при $t \sim (0,9-1,1) \cdot 10^9$ лет, и естественно связать этот этап дифференциации мантии с образованием древнейших ядер континентов. Последующие проплавления связаны с накоплением и выносом энергии распада радиоактивных элементов.

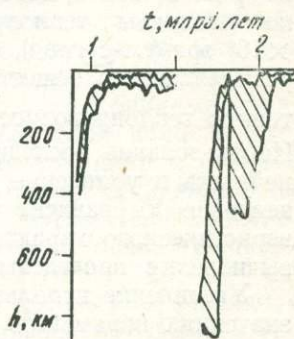


Рис. 4. Цикличность проплавлений мантии с учетом дифференциации. Ступенчатый вынос радиоактивных элементов в кору.

При $t=1,76 \cdot 10^9$ лет осуществляется мгновенный переход от кривой плавления Жаркова к кривой плавления Аффена: $\epsilon=15 \text{ см}^{-1}$, $\lambda_1=4,184 \cdot 10^6 \text{ эрг/(см} \cdot \text{с} \cdot \text{град)}$.

Результаты вычислений без учета выноса радиоактивных элементов использованы в качестве первого приближения для моделей со ступенчатым характером выноса источников в кору. В этих моделях предполагается, что после первого цикла образуется тонкая кора мощностью $h_1=6$ км, концентрации ^{238}U и ^{40}K в которой, приведенные к $t=4,5\cdot 10^9$ лет, соответственно равны $N_1=1\cdot 10^{-6}$ г/г и $N_4=1,2\cdot 10^{-6}$ г/г. При $t=1,35\cdot 10^9$ лет скачком уменьшается концентрация радиоактивных элементов в области 6—420 км таким образом, чтобы обеспечить их необходимую концентрацию в коре. Следующий этап выноса включается автоматически, как только верхняя граница расплава приближалась на расстоянии 70 км от поверхности при условии $t\geq 1,5\cdot 10^9$ лет (на рис. 4 отмеченный вынос соответствует $t=1,76\cdot 10^9$ лет). На этом этапе образуется кора мощностью $h_1=30$ км, концентрации ^{238}U и ^{40}K в которой, приведенные к $t=4,5\cdot 10^9$ лет, соответственно равны $N_1=1\cdot 10^{-6}$ и $N_4=1,2\cdot 10^{-6}$ г/г; причем равномерно объединяется область 30—800 км. Таким образом, завершается полный переход к современному составу коры в верхней мантии. Последнее учитывалось переходом от кривой плавления Жаркова к кривой плавления Аффена.

Вариант расчетов с параметрами $\varepsilon=15$ см $^{-1}$, $\lambda_1=4,184\cdot 10^6$ эрг//(см $\cdot$ с $\cdot$ град) представлен на рис. 4.

В полученных вариантах решения задачи с кривой плавления Жаркова (см. рис. 3 и 4) второй цикл проплавления морфологически значительно интенсивнее первого. Так, глубина, на которой возникает слой, находится в пределах 800—1100 км, а мощность слоя временами достигает 500—700 км. Представляется существенным то, что при значительной вариации параметров время реализации первого и второго циклов для этих вариантов практически остается неизменным.

Отмеченные особенности второго цикла проплавления (см. рис. 4) и время его реализации $t\sim (1,66-2,2)\cdot 10^9$ лет хорошо соответствуют геологическим представлениям [6] о наибольшей интенсивности магматических процессов в эту эпоху.

Во всех вариантах решений, описывающих циклическое проплавление верхней мантии, величина теплового потока Q изменяется со временем. Например, при параметрах, приведенных на рис. 4, с приближением слоя расплава к поверхности Q достигает $(4-6)\cdot 10^{-6}$ кал/(см $^2\cdot$ с), снижаясь в интервалах между циклами до $1\cdot 10^{-6}$ кал/(см $^2\cdot$ с); при современном значении $Q=0,75\cdot 10^{-6}$ кал/(см $^2\cdot$ с).

Использованное приближение мгновенного выноса радиоактивных элементов в кору и перехода в тот же момент от кривой плавления Жаркова к кривой плавления Аффена не позволило проследить возникновение циклов проплавления позднее $t=2,2\cdot 10^9$ лет, хотя для варианта, представленного на рис. 4, распределение температуры в настоящее время таково, что на глубинах 250—400 км (см. рис. 1, кривая 4) вещество находится в частично расплавленном состоянии. При постепенном переходе от кривой плавления Жаркова к кривой плавления Аффена следует ожидать последовательное уменьшение глубины образования зоны проплавления.

Разница в глубинах магнаобразования должна была привести к различию состава выплавленных магм [19]. Следовательно, переход в настоящий момент времени к кривой плавления Аффена, при которой зона проплавления не опускается ниже 500 км, должен привести к известной близости составов наиболее древних докембрийских и современных магм.

При последовательном описании дифференциации мантии следует учитывать дополнительные геофизические данные [20, 21]. Используемое выше ступенчатое мгновенное расслоение является первым приближением.

Выполненное исследование показывает, что даже при имеющейся неопределенности сведений о параметрах мантии удастся получить решения, удовлетворительно отражающие основные этапы термической эволюции Земли.

Выводы

1. Методом, впервые предложенным в работе [8], исследуется цикличность образования зон проплавления в верхней мантии Земли. Показано, что удовлетворительное описание термической эволюции Земли можно получить с использованием как кривой плавления Аффена [16], так и кривой плавления Жаркова [15].

2. Установлено, что при мощности внутренних источников тепла, соответствующей концентрации радиоактивных элементов в хондритах, использование кривой плавления Аффена ограничивает область мантии, которая может быть охвачена дифференциацией до 500 км.

Для принятых в расчетах значений параметров длительность существования зон проплавления составляет 100—300 млн. лет, и они разделены промежутками времени 300—900 млн. лет, что лучше соответствует геологическим данным [3, 4, 6], чем результаты [8].

3. Предложена схема эволюции, в которой, в отличие от имеющихся [8, 11], учитывается дифференциация вещества мантии по изменению концентрации радиоактивных элементов при выносе их в кору и по кривой плавления, отражающей изменение состава коры и мантии. В качестве начального положения кривой плавления использованы данные В. Н. Жаркова, для современного состава мантии принята кривая плавления Аффена.

В этих вариантах решения задачи о термической эволюции Земли получено резкое отличие первого цикла проплавления (время возникновения $t = (0,9—1,5) \cdot 10^9$ лет, глубина — 400 км), обусловленного разогревом мантии ударами аккумулируемых тел на последнем этапе формирования планеты, от следующего цикла, вызванного разогревом внутренними радиоактивными источниками тепла, зона проплавления в котором охватывает глубины от 800—1100 км и реализуется при $t = (1,6—2,2) \cdot 10^9$ лет. Морфологические характеристики этих циклов хорошо увязываются с геологическими представлениями об относительной интенсивности процессов магматизма на Земле.

4. Предложенная схема обеспечивает такое изменение глубины образования магм со временем, при котором над продифференцированными участками мантии самые древние и современные должны быть близки по глубине образования, а распределение элементов в магмах возрастов 2,5—2,9 млрд. лет должно соответствовать наибольшей глубинности этих магм.

Последнее позволит на основании геохимических и петрологических данных более полно обосновать либо отвергнуть предложенную схему изменения кривой плавления вещества мантии с изменением его состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры.— *Геохимия*, 1961, № 1.
2. Гаст П. В. Химический состав Земли, Луны и хондритовых метеоритов.— В кн.: *Природа твердой Земли/Под ред. Ю. Робертсона*. М.: Мир, 1976.
3. Тугаринов А. И., Войткевич А. В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1966.
4. Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972.
5. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965.
6. Белоусов В. В. Об основных закономерностях развития континентов.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1972, № 7.
7. Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф континентов. Л.: Недра, 1973.
8. Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К. Об эволюции зон проплавления в термической истории Земли.— *Докл. АН СССР*, 1969, т. 188, № 2.
9. Виноградов А. П., Ярошевский А. А., Ильин Н. Л. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии.— *Геохимия*, 1970, № 4.
10. Пресс Ф. Внутреннее строение Земли.— В кн.: *Природа твердой Земли/Под ред. Ю. Робертсона*. М.: Мир, 1976.
11. Маева С. В. О термической истории Земли.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1967, № 3.
12. Сафронов В. С. Эволюция дополнительного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969.
13. Schubert G., Turcotte D. L. Phase changes and mantle convection.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, N 5.
14. Самарский А. А., Моисеенко Б. Д. Экономическая схема сквозного счета для многомерной задачи Стефана.— *Ж. вычислит. матем. и мат. физики*, 1965, т. 5, № 5.
15. Жарков В. Н. Температура плавления оболочки Земли и железа при высоких давлениях.— *Изв. АН СССР. Сер. геологич.*, 1959, № 3.
16. Uffen R. J. A method of estimating the melting point gradient in the Earth's mantle.— *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1952, v. 33, N 6.
17. Kennedy G. C., Higgins G. H. Melting temperatures in the Earth's mantle.— In: *The Upper Mantle/Ed. A. Ritsema*. Amst.—L.—New York: Elsev., 1972.
18. Тихонов А. Н., Самарский А. А. Уравнения математической физики. М.: Наука, 1972.
19. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975.
20. Булашевич Ю. П., Хачай Ю. В. О связи выделения аргона и гелия из мантии с термической эволюцией Земли.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1974, № 7.
21. Булашевич Ю. П., Хачай Ю. В. Конвективная устойчивость земных недр с радиоактивными источниками тепла.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1975, № 12.

Р. Л. ХАРУС

ОБ ЭВОЛЮЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ГЕЛИЯ

В работе [1] рассматривалась возможность нейтронного облучения протопланетного вещества Земли, в результате которого элементы, активно поглощающие нейтроны, могли значительно изменить свой изотопный состав. К таким элементам относятся литий, бор, европий, иридий и таллий, являющиеся исключением из правила Гаркинса [2], согласно которому распространенность легкого изотопа элемента нечетного атомного номера выше распространенности соответствующего тяжелого изотопа.

Если справедлива гипотеза нейтронного облучения протопланетного вещества Земли, то заметные изменения должны были произойти и в изотопном составе гелия, так как легкий изотоп гелия ^3He — один из самых сильных поглотителей нейтронов.

Гелий — один из самых распространенных элементов в природе. Согласно данным А. Камерона [3], по космической распространенности элементов он составляет $2,1 \cdot 10^9$ отн. ед. (в единицах отношения к миллиону атомов Si), занимая второе место после водорода. Природный гелий представлен двумя стабильными изотопами — ^3He и ^4He , крайне неодинаково распространенными. Так, в естественной смеси гелия из атмосферного воздуха содержится $1,3 \cdot 10^{-4}\%$ легкого изотопа и $99,9999\%$ тяжелого [4]. Кроме того, гелий — один из немногих элементов, вариации изотопных отношений которого в различных космических объектах достигают почти $10^{10}\%$ (см. таблицу).

Почти для всех природных тел, за исключением солнечных космических лучей, распространенность тяжелого изотопа гелия выше распространенности его легкого изотопа. По этой причине гелий можно отнести к группе «аномальных» элементов, у которых более распространен тяжелый изотоп, несмотря на то, что он имеет четный атомный номер, тогда как другие «аномальные» элементы имеют нечетный порядковый номер.

Как и все химические элементы, гелий прошел сложную историю развития, различные этапы которой характеризовались определенными, только им присущими изотопными соотношениями. В процессе эволюции вещества изотопный состав гелия мог претерпеть существенные изменения, обусловленные разнообразными ядерными превращениями.

В силу ряда факторов невозможна количественная оценка абсолютной и относительной распространенности изотопов первозданного гелия, образовавшегося при нуклеосинтезе. Поэтому для изучения эволюции изотопного состава гелия приходится прибегнуть к некоторым косвенным данным о распространенности изотопов других элементов.

Основываясь на гипотезе нейтронного облучения протовещества Земли, обусловившего изменения изотопного состава «аномальных» элементов, у которых распространенность тяжелого изотопа превышает распространенность соответствующего легкого изотопа, можно ожидать, что изотопные отношения первозданного гелия существенно отличались от принятого в настоящее

Изотопные отношения гелия в различных природных объектах

Природный объект	$^3\text{He}/^4\text{He}$	Литература
Радиоактивные минералы	$(0,01-0,3) \cdot 10^{-7}$	[5]
Земная кора	$0,3 \cdot 10^{-7}$	[6]
Природный газ	$(0,5-5) \cdot 10^{-7}$	[5]
Нерadioактивные минералы	$(0,5-120) \cdot 10^{-7}$	[5]
Верхняя мантия Земли	$(3 \pm 1) \cdot 10^{-5}$	[6]
Первичный гелий	$3 \cdot 10^{-4}$	[7]
Лунная почва	$(2,9-4,7) \cdot 10^{-4}$	[8]
Солнце	0,02	[9]
Железные метеориты	0,178—0,315	[5]
Солнечные вспышки	0,06—8	[10]

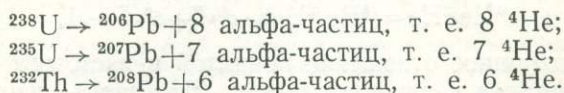
время изотопного отношения первичного гелия, присутствовавшего в газопылевом облаке к моменту формирования Земли.

Впервые гипотеза о двояком происхождении гелия была высказана Муре [11], отмечавшего, что гелий газовых струй представляет собой смесь гелия радиоактивного происхождения и гелия иного происхождения, относительно обогащенного изотопом ^3He . Проведенные позднее исследования изотопного состава гелия радиоактивного происхождения и гелия подземных газовых струй подтвердили эту гипотезу [12].

Для исследования возможного изменения изотопного состава гелия рассмотрим известные в настоящее время ядерные процессы, в результате которых происходит выгорание или образование изотопного гелия ^3He и ^4He .

Изотопный состав гелия может изменяться в результате следующих процессов.

1. Тяжелый изотоп гелия ^4He образуется при альфа-распаде естественно-радиоактивных семейств урана и тория. Общий ход превращений этих рядов:



Помимо генерации тяжелого изотопа гелия рядами урана и тория, возможно его образование и при альфа-распаде одиночных радиоэлементов ${}^{147}\text{Sm}$, ${}^{144}\text{Nd}$, ${}^{142}\text{Ce}$, ${}^{152}\text{Gd}$, но вклад их по сравнению с ураном и торием пренебрежимо мал.

2. Изменение изотопного состава гелия возможно при нейтронных ядерных реакциях, в результате которых происходит выгорание или образование изотопов гелия. Почти все эти реакции, происходящие на тепловых нейтронах, имеют очень большие сечения σ :

Ядерная реакция	σ , барн	
$^3\text{He} (n, \gamma) ^4\text{He}$	$\sigma_1 = 5500$	} [13]
$^3\text{He} (n, p) ^3\text{H} \rightarrow ^3\text{He}$	$\sigma = 5400$	
$^6\text{Li} (n, \alpha) ^3\text{H} \rightarrow ^3\text{He}$	$\sigma_3 = 945$	
${}^{10}\text{B} (n, \alpha) ^7\text{Li}$	$\sigma_5 = 3840$	
$^2\text{H} (n, \gamma) ^3\text{H} \rightarrow ^3\text{He}$	$\sigma_2 = 5,7 \cdot 10^{-4}$	
${}^{14}\text{N} (n, ^3\text{H}) {}^{12}\text{C}$	$\sigma_4 = 1,1 \cdot 10^{-4}$	[14]

Скорость изменения распространенности атомов изотопов гелия определяется следующими дифференциальными уравнениями:

$$\frac{d}{dt} {}^3\text{He} = -\sigma_1 f {}^3\text{He} + \sigma_2 f {}^2\text{H} + \sigma_3 f {}^6\text{Li} + \sigma_4 f {}^{14}\text{N}, \quad (1)$$

$$\frac{d}{dt} {}^4\text{He} = \sigma_1 f {}^3\text{He} + \sigma_3 f {}^6\text{Li} + \sigma_5 f {}^{10}\text{B} + 8\lambda_1 {}^{238}\text{U} + 7\lambda_2 {}^{235}\text{U} + 6\lambda_3 {}^{232}\text{Th}, \quad (2)$$

где ${}^3\text{He}$, ${}^4\text{He}$, ${}^2\text{H}$, ${}^6\text{Li}$ и т. д. — относительная космическая распространенность атомов соответствующих изотопов; σ_1 , σ_2 , σ_3 и т. д. — сечения поглощения нейтронов соответствующими изотопами, см^2 ; λ_1 , λ_2 , λ_3 — константы распада изотопов ${}^{238}\text{U}$, ${}^{235}\text{U}$, ${}^{232}\text{Th}$ соответственно, с^{-1} ; f — нейтронный поток, нейтр./ $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$.

Численная оценка слагаемых в правой части уравнения (1) при космической распространенности изотопов по А. Камерону [3] показала, что первый член более чем на пять порядков превышает последующие, поэтому ими можно пренебречь.

Для сравнения слагаемых в уравнении (2) необходимо определить порядок величины нейтронного потока f . При солнечных вспышках нейтронный поток у вершины земной атмосферы достигает 10 нейтр./ $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$; в дни спокойной солнечной активности поток нейтронов на высоте 400 км равен примерно 0,3 нейтр./ $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ у экватора и около 3 нейтр./ $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ у полюсов. У земной поверхности на уровне моря поток медленных нейтронов составляет $(1-3) \cdot 10^{-3}$ нейтр./ $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ [14]. Следовательно, для космического пространства $f > 10^{-3}$ нейтр./ $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$. Даже при минимальном значении $f = 10^{-3}$ нейтр./ $(\text{см}^2 \cdot \text{с})$ доминирующую роль в уравнении (2) играет только первое слагаемое.

Таким образом, уравнения (1) и (2) примут более простой вид:

$$\frac{d}{dt} {}^3\text{He} = -\sigma_1 f {}^3\text{He}, \quad (3)$$

$$\frac{d}{dt} {}^4\text{He} = \sigma_1 f {}^3\text{He}. \quad (4)$$

Решение уравнений (3) и (4) дает

$${}^4\text{He}/{}^3\text{He} = ({}^4\text{He}/{}^3\text{He})_0 \cdot e^{\sigma_1 F} + e^{\sigma_1 F} - 1, \quad (5)$$

где ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ — изотопное отношение принятой в настоящее время распространенности изотопов первичного гелия; $({}^4\text{He}/{}^3\text{He})_0$ — изотопное отношение первозданного гелия, не подвергавшегося действию нейтронного облучения; F — интегральный нейтронный поток, нейтр./ см^2 ,

$$F = \int_0^t f(\tau) d\tau. \quad (6)$$

Из расчетов [1] следует, что интегральный нейтронный поток F составляет около 10^{21} нейтр./ см^2 .

Для интегрального нейтронного потока $2 \cdot 10^{20} - 1,5 \cdot 10^{21}$ нейтр./ см^2 вычислены следующие значения возможных изотопных отношений первозданного гелия:

$F \cdot 10^{-20}$, нейтр.· см^{-2}	${}^4\text{He}/{}^3\text{He}_0$	$F \cdot 10^{-20}$, нейтр.· см^{-2}	${}^4\text{He}/{}^3\text{He}_0$
2	2400	10	14
4	1200	12	4
6	140	14	1
8	45	15	0

Существование нейтронного потока $F \geq 1,4 \cdot 10^{21}$ нейтр./см² обуславливает изменение изотопного отношения первозданного гелия от значения $(^4\text{He}/^3\text{He})_0 \leq 1$ до принятой в настоящее время относительной распространенности изотопов первичного гелия.

Таким образом, можно сделать следующий вывод. Нейтронное облучение протовещества Земли могло привести к значительным изменениям изотопного состава гелия, главным образом, в результате нейтронного поглощения легким изотопом гелия ^3He . Поэтому в первозданном гелии, который генерируется в процессах нуклеосинтеза, относительная распространенность легкого изотопа ^3He могла превышать распространенность тяжелого изотопа ^4He . Более того, не исключена возможность, что первозданный гелий состоял в основном из одного легкого изотопа ^3He , а тяжелый изотоп ^4He — продукт более поздних ядерных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ершов В. М., Сенько-Булатный И. Н., Харус Р. Л. Исследование аномальных отношений стабильных изотопов некоторых элементов.— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 2.
2. Harkins W. Distribution of the isotopes in the Earth.— Phys. Rev., 1931, v. 38, N1.
3. Cameron A. G. W. A new table of abundances of the elements in the Solar System.— In: Origin and Distribution of the Elements. N. Y.; London: Pergamon Press, 1968.
4. Якуцени В. П. Геология гелия. Л.: Недра, 1968.
5. Ранкама К. Изотопы в геологии. М.: ИЛ, 1956.
6. Распределение изотопов гелия в верхних оболочках Земли/В. А. Мамырин, И. Н. Толстихин, Г. С. Ануфриев и др.— В кн.: Пятый Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. Тезисы докладов. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1974.
7. Щуколюков Ю. А., Левский Л. К. Геохимия и космохимия изотопов благородных газов. М.: Атомиздат, 1972.
8. Вещество Луны по материалам «Аполлона-2»/Л. В. Бершов, А. М. Борсук, В. И. Виноградов и др.— В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрография. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1971.
9. Greenstein J. L. Stellar abundances and the origin of the elements.— Astrophys. J., 1951, N113.
10. Кочаров Г. Е. Ядерные реакции на Солнце. М.: Знание, 1976.
11. Moureu Ch. Double developpement de He.— Bull. Soc. Chim., 1903, v. 29, N 3.
12. Хлопин В. Г., Герлинг Э. К. Новые данные в геохимии инертных или благородных газов.— Докл. АН СССР. Новая серия, 1948, т. 61, № 2.
13. Алиев А. И., Дрынкин В. И., Лейпунская Д. И. и др. Ядернофизические константы для нейтронного активационного анализа. Справочник. М.: Атомиздат, 1969.
14. Естественный нейтронный фон атмосферы и земной коры/Г. В. Горшков, В. А. Зябкин, Н. М. Лятковская и др. М.: Атомиздат, 1966.

Ю. П. БУЛАШЕВИЧ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАЗЛОМОВ ПО СВЕРДЛОВСКОМУ И ИШИМ-БАРАБИНСКОМУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОФИЛЯМ

Свердловский субширотный геолого-геофизический профиль (общая длина около 1100 км) проходит по линии г. Чайковский на Каме — Красноуфимск — Ишим. На профиле Уральским территориальным геологическим управлением Мингео РСФСР при участии Института геофизики УФАИ СССР в 1962—66 гг. были выполнены исследования методом ГСЗ, проведены водно-гелиевая съемка и другие геолого-геофизические исследования, включающие точечное зондирование, изучение аномалий векового хода магнитного поля и геотермические измерения.

Выполнены варианты сейсмо-геологической интерпретации и построены разрезы по профилю с выделением преломляющих субгоризонтальных границ раздела и глубинных разломов сравнительно крутого падения [1, 2]. Предполагаемый детальный геологический разрез земной коры по профилю приведен в [3].

Свердловский профиль ГСЗ продолжается на восток профилем малодетальных сейсмических исследований методом точечных зондирования по линии Ишим — Барабинск. На профиле (длина 660 км) выпол-

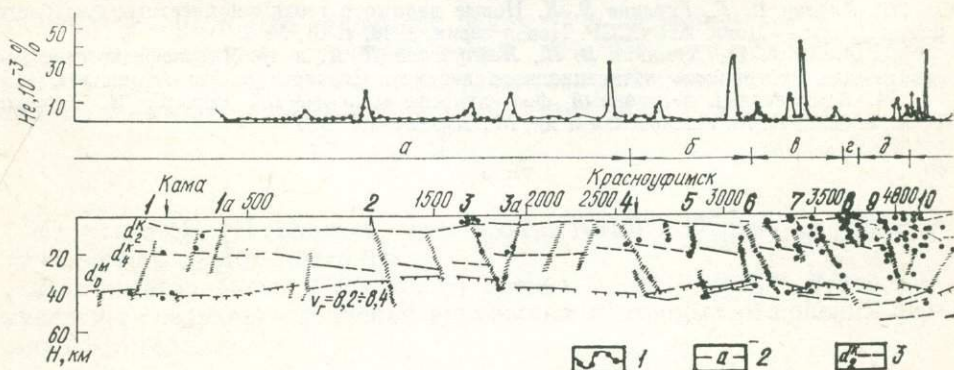


Рис. 1. Свердловский профиль.

а — Восточная часть Русской платформы; б — Предуральский прогиб; в — Западно-Уральская зона Восточно-Уральское поднятие; ж — Восточно-Уральский прогиб; з — Зауральское поднятие; и — Тю 1 — концентрация гелия; 2 — обозначение структуры; 3: d_2^K — поверхность древнего фундамента А — интерпретационные, Б — предполагаемые; 5 — точки дифракции. 1—22 — разломы по сейсмическим данным.

нена гелиевая съемка. Таким образом, ввиду разной детальности сейсмических методов результаты исследований, полученные с их помощью по Свердловскому и Ишим-Барабинскому профилям, несопоставимы. По данным гелиевой съемки сопоставление возможно.

В настоящей работе дан анализ пространственного распределения глубинных разломов вдоль указанных профилей и выявлены закономерности этого распределения по структурам первого порядка Урала и его обрамления.

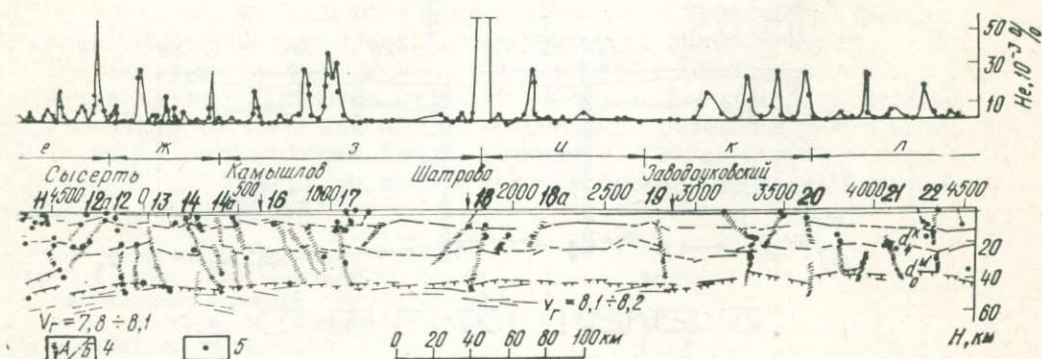
ПОЛЕ ГЕЛИЯ И РАЗРЫВНАЯ ТЕКТНИКА ПО СВЕРДЛОВСКОМУ ПРОФИЛЮ

Проницаемые разломы земной коры выделяются повышенными концентрациями гелия, растворенного в подземных водах. Сопоставление результатов гелиевой съемки с данными глубинного сейсмического зондирования выполнено для варианта сейсмо-геологического разреза, приведенного в [4].

Как следует из рис. 1, ряд разломов, выделяемых по профилю ГСЗ, не фиксируется в поле гелия. Это относится, например, к разломам № 1а, 5, 14, 16, 19 и некоторым другим. По-видимому, гелиевым методом выявляются только проницаемые разломы, по которым в настоящее время происходит вынос из недр коры флюидов, обогащенных радиогенным изотопом гелия. В то же время каждому пику гелия соответствует разлом по профилю ГСЗ. Общее количество разломов, выявленное гелиевым методом, меньше, чем определенное по ГСЗ. В последнем случае выявлены как проницаемые, так и зацементированные разломы. Вероятно, что проницаемость разлома — следствие его возобновляемости и подвижек.

Таким образом, применение гелиевого метода дает критерий для оценки геологической активности разломов.

Свердловский профиль начинается на востоке Русской платформы, пересекает все субмеридиональные структуры Урала первого порядка и выходит на Западно-Сибирскую платформу. Все его структуры [5] указаны на рис. 1.



складчатости; ϵ — Центрально-Уральское поднятие; δ — Тагило-Магнитогорское погружение; ϵ — менско-Кустанайский прогиб; κ — Тобольский сложный вал; λ — Вагай-Ишимский полусвод. (протерозой — архей); d_4 — поверхность базальтового слоя, d_0^M — поверхность Мохо; 4 — разломы:

ПОЛЕ ГЕЛИЯ И РАЗРЫВНАЯ ТЕКТОНИКА ПО ИШИМ-БАРАБИНСКОМУ ПРОФИЛЮ

Высокая информативность гелиевого метода хорошо выявилась на Ишим-Барабинском профиле малодетальных сейсмических исследований [6] — см. рис. 2. Малодетальным сейсмическим методом дискретных зондирований на профиле длиной более 600 км выявлено только пять разломов, два из которых проходят через всю толщу земной коры, выделяя центральный блок [7, 8]. С помощью гелиевого метода на профиле получено одиннадцать пиков (см. рис. 2), из которых пять подтверждают разломы, выявленные сейсмическим методом. Кроме того, центральный блок, видимо, разбит разломом в центральной части. Высокий пик у с. Крутинка (пик № 2) указывает на возможный глубинный разлом земной коры в этом месте. Мощность кайно- и мезозойских отложений составляет на этом профиле 2—3 км. Таким образом, разломы в складчатом палеозойском фундаменте, возобновляясь в кайно- и мезозойское время, вызвали разрывы в платформенных

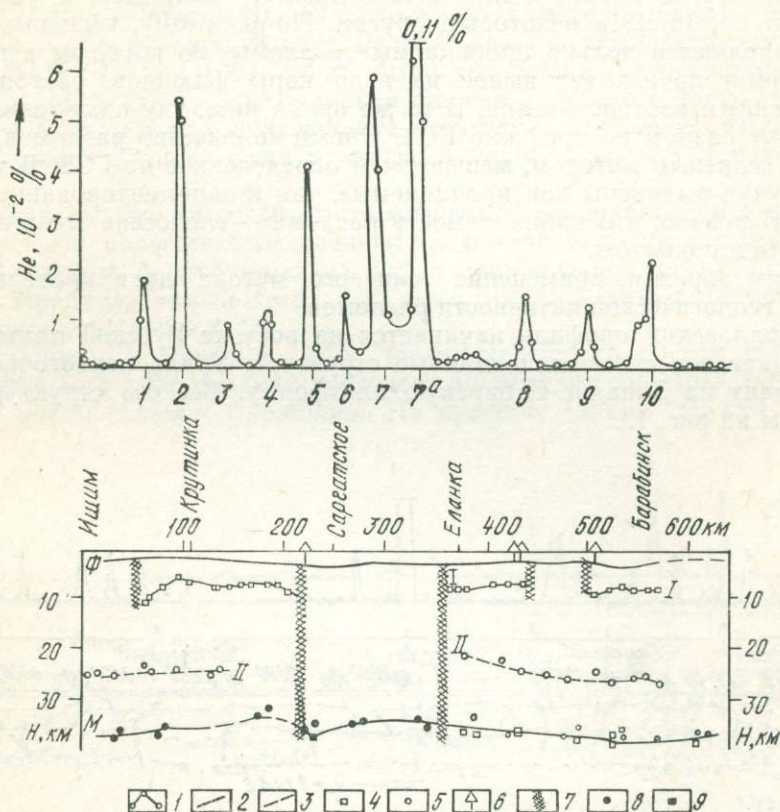


Рис. 2. Профиль Ишим-Барабинск.

1 — график концентрации гелия, 2 — сейсмические границы: Φ — поверхность доюрского фундамента, I и II — границы в толще земной коры, M — поверхность Мохо; 3 — границы по менее уверенным данным; 4, 5 — глубины по данным преломленных и отраженных волн; 6 — скважины; 7 — предполагаемые зоны глубинных разломов; 8, 9 — сейсмические границы. 1—10 — разломы по гелиевой съемке.

образованиях, что и проявилось в повышенных концентрациях гелия в подземных водах.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АСИММЕТРИЯ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СТРАНЫ

Распределение разломов земной коры по Свердловскому профилю неравномерно (см. рис. 1). Наибольшая плотность разломов приурочена к эвгеосинклинальной зоне, западная граница которой определяется западным бортом Тагило-Магнитогорского погружения. Наиболее мощные разломы захватывают на глубину значительную часть земной коры (см. рис. 1, разломы пронумерованы). Многие из них, например № 4, 6, 8, 12, 14а, 18, 19, 20, тяготеют к границам между структурами первого порядка — поднятиями и погружениями. Однако немало разломов проходит и в средних частях структур, например № 5, 7, 11, 14, 15, 16, 17, 18а, 21, 22.

Конечно, глубинный разлом — сложное геологическое образование. Использование гелиевого метода впервые дало возможность классифицировать разломы на проницаемые в современное время и непроницаемые. В истории своего развития проницаемые разломы, вероятно, неоднократно возобновлялись с образованием проницаемых зон дробления. Детальное геолого-геофизическое изучение внутреннего строения разломов вкрест простираения представляет интересную и важную задачу.

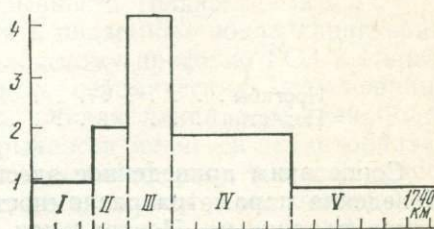
Для наглядной характеристики распределения проницаемых разломов по Свердловскому и Ишим-Барабинскому профилям удобно выбрать в качестве параметра число разломов на 50 погонных километров профиля. Для платформ этот параметр оказывается близким к единице (рис. 3). Выбор проницаемых разломов, выделяемых гелиевой съемкой, определяется тем, что детальность сейсмических исследований по Свердловскому и Ишим-Барабинскому профилям различна.

Наибольшая плотность разломов — четыре на 50 погонных километров — приходится на центральную, осевую часть Урала, т. е. на его эвгеосинклинальную зону; на западном и восточном склоне Урала плотность почти вдвое меньше (см. рис. 3). На востоке Русской платформы и при выходе на Западно-Сибирскую плиту «тектонический фон» составляет примерно один проницаемый разлом на 50 км профиля.

Распределение разломов резко асимметрично. Тектонические структуры Урала продолжают на восток в три с лишним раза дальше, чем на запад, от зоны максимальной плотности разрывных нарушений. Складчатый палеозойский Урал, начиная с Зауральского поднятия, постепенно погружается на восток под платформенные мезозойско-кайнозойские образования.

Рис. 3. График числа проницаемых разломов, выявляемых гелиевой съемкой, на 50 погонных километров Свердловского и Ишим-Барабинского профилей.

I — Русская платформа; II — Предуральский прогиб, Западно-Уральская зона складчатости, Центрально-Уральское поднятие; III — Тагило-Магнитогорское погружение, Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб; IV — Зауральское поднятие, Тюменско-Кустанайский прогиб, Тобольский сложный вал, Вагай-Ишимский полуостров; V — Западно-Сибирская плита.



Погребенные Уральские структуры, как известно, прослеживаются на востоке цепочками аномалий в магнитном и гравитационном полях, следуя общему субмеридиональному простиранию Урала. Эти аномалии также связаны с проницаемыми разломами, по которым происходило внедрение основных и ультраосновных интрузий.

Геодинамические модели и теории развития Урала должны объяснить наблюдаемую асимметрию его разломной тектоники.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАЗЛОМОВ ПО СТРУКТУРАМ ПЕРВОГО ПОРЯДКА НА СВЕРДЛОВСКОМ ПРОФИЛЕ

Рассмотрим распределение разломов по поднятиям и погружениям, т. е. наиболее характерным структурам первого порядка.

Для уменьшения субъективной ошибки учтем все разломы по профилю ГСЗ, а не только пронумерованные на рис. 1. Те разломы, которые прослежены прерывно в толще земной коры, будем считать как один (см., например, разлом 5 на рис. 1). Для исключения неопределенности при выделении разломов по гелиевому методу в дальнейшем будем считать аномальными концентрациями гелия больше $0,5 \cdot 10^{-2}$ об. %.

С учетом указанных уточнений получим следующее число разломов (на 50 км) по Свердловскому профилю:

	Ширина структуры, км	Число разломов по ГСЗ	по гелие- вой съемке
Прогибы:			
Предуральский	70	4	2
Тагило-Магнитогорский . .	30	5	2
Восточно-Уральский . . .	60	6	6
Тюменско-Кустанайский .	90	3	2
Вагай-Ишимский полусвод	90	4	3
Всего	340	22	15
Поднятия:			
Западно-Уральская зона складчатости	50	5	4
Центрально-Уральское . .	10	0	0
Восточно-Уральское . . .	80	7	5
Зауральское	140	8	4
Тобольско-Кушмурунское .	90	4	4
Всего	370	24	17

На основании этих данных дадим обобщенную характеристику распределения количества разломов (на 50 км) по отмеченному профилю:

	Суммарная мощность, км	Число разломов по ГСЗ	по гелие- вому методу
Прогибы	340	3,2	2,2
Поднятия	370	3,2	2,3

Сопоставим приведенное здесь число разломов с данными рис. 3. Поведение параметра разломности вдоль профиля оказывается совершенно различным. Центральная часть Урала, его эвгеосинклинальная

зона, выделяется максимальной плотностью проницаемых разломов (4,1 разл./50 км). Западный склон (Предуралье) и Восточный (Зауралье) характеризуются средними значениями параметра: соответственно 2,3 и 1,6 разл./50 км. При усреднении параметра разломности по структурам первого порядка для всех поднятий или прогибов происходит нивелировка. Среднее значение параметра одинаково для прогибов и поднятий. По данным ГСЗ этот параметр примерно в полтора раза выше, чем по гелиевому методу.

ВЫЯВЛЕНИЕ ПРОНИЦАЕМЫХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ПО ИЗМЕРЕНИЯМ КОНЦЕНТРАЦИИ ГЕЛИЯ В СКВАЖИНАХ

В лаборатории ядерной геофизики УНЦ АН СССР разработан снаряд для отбора проб воды из скважин с заданной глубины без потери растворенного газа [9]. На основе масс-спектрометрического анализа проб из нескольких структурных и глубоких разведочных скважин установлено, что зоны тектонических нарушений четко выделяются повышенными концентрациями гелия. В некоторых случаях концентрация возрастает на три порядка по сравнению с фоновым значением. В скважинном варианте гелиевый метод дает объективную информацию о разрывной тектонике, и его применение целесообразно при изучении строения рудных полей [10].

Следует отметить, что в условиях Подольского рудного поля на Южном Урале мелкая трещиноватость пород при наличии газоупорного экрана на поверхности в некоторых случаях приводит к аномально высокому содержанию гелия по всему геологическому разрезу скважины без рудных подсечений и видимых зон дроблений. При этом резко увеличивается общее количество растворенного газа (газовый фактор) — с 20 до 100 мл/л. Кроме того, преимущественно азотный состав газа сменяется метановым [11]. Независимо от основного компонента газа максимальные концентрации гелия примерно одинаковы — 2,0—2,9 об.%. Установлено, что в вулканогенно-осадочной толще на Подольском рудном поле Магнитогорского мегасинклинория метан в количествах примерно 10^{-2} —1 мл/л имеется во всех скважинах и его концентрация увеличивается с глубиной.

Нахождение углеводородов в подземных водах имеет существенное горно-техническое значение при разработке месторождений подземным способом.

Выводы

1. Для характеристики плотности распределения разломов по профилю наблюдений целесообразно ввести параметр — число разломов на 50 км профиля. Эту величину можно назвать параметром разрывных нарушений или параметром разрывности (разломности).

2. Повышенные концентрации гелия в подземных водах характерны для проницаемых разломов. По Свердловскому профилю ГСЗ и Ишим-Барабинскому профилю малодетальных сейсмических исследований проведена детальная гелиевая съемка. Общая длина профилей более 1700 км. По этой линии параметр разрывности меняется скачкообразно следующим образом: на востоке Русской платформы и на Западно-Сибирской плите он близок к единице, на западном и восточном скло-

нах Урала возрастает примерно до 2 и 1,6, а в эвгеосинклинальной зоне — до 4.

3. Распределение разломов по Свердловскому профилю ГСЗ через Урал резко асимметрично относительно осевой зоны наибольшей плотности разломов. Тектонические структуры Урала продолжают на восток в три с лишним раза дальше, чем на запад, постепенно погружаясь под образования кайно- и мезозоя. Эти структуры проявляются также в гравитационном и магнитном полях.

4. Выделение проницаемых разломов гелиевым методом, подтверждаемое детальными сейсмическими исследованиями, имеет высокую степень достоверности.

5. Начиная с Зауральского поднятия структуры первого порядка погребены под чехлом рыхлых кайно-мезозойских образований, мощность которых постепенно увеличивается на восток. На Западно-Сибирской плите по Ишим-Барабинскому профилю мощность рыхлых образований достигает 2—3 км. Но и в этих условиях проницаемые разломы гелиевым методом выделяются не менее уверенно, чем при выходе палеозойских пород на поверхность. С большой степенью достоверности можно считать, что гелиевый метод подтверждает унаследованность дизъюнктивной тектоники в образованиях мезо-кайнозоя. Движения по разломам блоков палеозойского или даже древнего протерозойского фундамента приводят к разрывам в отложениях покрова. Эти движения происходят и в кайнозойское время.

6. Существенную информацию при изучении разрывных нарушений дает скважинный вариант гелиевого метода. В породах среднего палеозоя в пределах Подольского рудного поля на Южном Урале локальные максимумы концентрации гелия приурочены к сульфидным рудным зонам и достигают 2,0—2,9 об.%. Безрудные зоны дробления характеризуются несколько меньшими или примерно такими же концентрациями гелия.

7. В пределах вулканогенно-осадочных толщ Подольского рудного поля, на его западном фланге, выявлено также аномально высокое содержание гелия по всему разрезу одной из скважин. Полевые исследования аномалии и анализ полученных данных привели к выводу, что в разрезе этой скважины имеется мелкая трещиноватость пород, заполненная водой с высоким общим содержанием газа порядка 100 мл/л. При этом если по большинству рудных и безрудных скважин состав газа в основном азотный, то в воде аномальной скважины преобладает метан.

8. Можно предположить, что углеводород мог образоваться в естественных химических реакторах за счет органического вещества вулканогенно-осадочных пород. Возможно, однако, что поступление углеводорода происходит по разломам или пересечениям разломов более глубокого заложения. Детальное выяснение характера разломной тектоники, контролирующей Подольское рудное поле, имеет существенное геологическое значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Халевин Н. И., Дружинин В. С., Долгих В. В. Элементы строения Среднего Урала по данным комплексных геофизических исследований. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968.
2. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Халевин Н. И. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968.

3. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976.

4. Булашевич Ю. П., Башорин В. Н., Дружинин В. С., Рыбалка В. М. Гелий в подземных водах на Свердловском профиле глубинных сейсмических зондирований.— Докл. АН СССР. Матем., физика, 1973, т. 208, № 4.

5. Геология СССР, т. XII, ч. 1, кн. 2. М.: Недра, 1969.

6. Булашевич Ю. П., Башорин В. Н. О комплексировании гелиевой съемки и сейсмических методов при изучении разрывной тектоники.— Геология и геофизика, 1974, № 1.

7. Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Малодетальные исследования методом ГСЗ.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата: Наука, 1973.

8. Суворов В. Д., Крылов В. С., Рудницкий А. Л., Крылова А. Л. Глубинные сейсмические исследования земной коры на юге Западно-Сибирской плиты.— Геология и геофизика, 1971, № 5.

9. Карташов Н. П., Юрков А. К. Пробоотборник вакуумный глубинный. Авт. св. 571590 (СССР).— Бюлл. изобрет., 1977, № 33.

10. Булашевич Ю. П., Карташов Н. П. Применение гелиевого метода при изучении строения рудных полей.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 6.

11. Булашевич Ю. П., Юрков А. К. Об аномалиях распределения гелия при изучении структуры рудных полей.— Там же, 1978, т. 239, № 6.

Д. Г. РЫВКИН

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ КОНЦЕНТРАЦИЯМИ ГЕЛИЯ В СКВАЖИНЕ И ОКРУЖАЮЩИХ ПОРОДАХ

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Измерения потоков радиогенного гелия необходимы для понимания механизма дегазации верхних оболочек и обоснования моделей эволюции Земли [1]. С другой стороны, гелиевая съемка может быть использована для обнаружения разрывных тектонических нарушений земной коры [2, 3].

Выше уровня грунтовых вод миграция гелия в атмосферу происходит только в результате диффузии. Поэтому, несмотря на сложность процесса миграции гелия в земной коре, для оценки плотности его потока на дневной поверхности применима диффузионная схема расчета [2]. В теории диффузии для пористой среды плотность диффузионного потока $\vec{q}$ определяется выражением [4]

$$\vec{q} = -D \vec{\nabla} C, \quad (1)$$

где D — коэффициент диффузии; C — концентрация газа, отнесенная к единице объема пор. Однако в условиях естественного залегания пород может быть измерен только эффективный коэффициент диффузии в пористой среде $D^* = D/\eta$, η — пористость [5, 6]. Поэтому абсолютная величина плотности вертикального потока диффузии вычисляется по формуле

$$q = D^* \eta \frac{\partial C}{\partial z}, \quad (2)$$

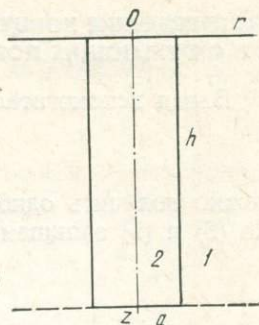
где $\partial C / \partial z$ — вертикальный градиент концентрации газа. Из соотношения (2) видно, что для расчета плотности диффузионного потока необходимы независимые измерения коэффициента D^* и пористости пород η .

В работе [2] за вертикальный градиент концентрации гелия принята разность концентрации, измеренной у забоя сухих неглубоких скважин (10—15 м), и концентрации гелия в атмосфере, деленная на глубину скважины. При этом предполагалось, что в скважине устанавливается та же концентрация, что и в порах окружающих пород. Однако данное утверждение не очевидно и должно быть обосновано. В настоящей работе решается задача о распределении концентрации гелия в скважине и окружающих породах в приближении стационарной диффузии и оценивается эффект влияния скважины.

СИСТЕМА УРАВНЕНИЙ И ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ

Рассмотрим однородный пласт бесконечной мощности, выходящий на дневную поверхность. В пласте пробурена вертикальная скважина радиусом a и глубиной h (рис. 1). Процесс стационарной диффузии без учета конвекции в скважине и окружающих породах без источников можно

Рис. 1. Геометрия задачи и система координат.
 h — глубина скважины; a — радиус скважины.



описать системой аксиально-симметричных уравнений Лапласа

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial C_i}{\partial r} \right) + \frac{\partial^2 C_i}{\partial z^2} = 0, \quad i=1, 2. \quad (3)$$

Здесь C_i — поровые концентрации; индексы 1 и 2 относятся соответственно к породам и скважине.

Примем концентрацию гелия на дневной поверхности, равной нулю:

$$C_i(0, r) = 0, \quad i=1, 2. \quad (4)$$

В плоскости $z=h$ зададим постоянную плотность вертикального потока диффузии

$$D_i \frac{\partial C_i}{\partial z} \Big|_{z=h} = q, \quad i=1, 2. \quad (5)$$

Экспериментально установлено, что на границе раздела двух сред с разной пористостью равны поровые концентрации [4]. Кроме того, на границе раздела должны быть равны нормальные составляющие плотностей диффузионного потока. Таким образом, на стенках скважины выполняются граничные условия IV рода (идеальный диффузионный контакт) для поровых концентраций:

$$C_1(z, a) = C_2(z, a), \quad (6)$$

$$D_1 \frac{\partial C_1}{\partial r} \Big|_{r=a} = D_2 \frac{\partial C_2}{\partial r} \Big|_{r=a}$$

Для решения граничной задачи (3) — (6) удобно перейти к безразмерным переменным

$$x = \frac{z}{h}, \quad \rho = \frac{r}{a}, \quad C_i = \frac{qh}{D_1} C_i^*, \quad i=1, 2. \quad (7)$$

В новых переменных задача (3) — (6) запишется в виде

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial \rho} \left(\rho \frac{\partial C_i}{\partial \rho} \right) + \xi^2 \frac{\partial^2 C_i}{\partial \xi^2} &= 0, \\ C_i(0, \rho) &= 0, \quad i=1, 2, \quad \frac{\partial C_1}{\partial x} \Big|_{x=1} = 1, \quad \frac{\partial C_2}{\partial x} \Big|_{x=1} = \gamma, \\ C_1(x, 1) &= C_2(x, 1), \\ \gamma \frac{\partial C_1}{\partial \rho} \Big|_{\rho=1} &= \frac{\partial C_2}{\partial \rho} \Big|_{\rho=1}, \quad \xi = \frac{a}{h}, \quad \gamma = \frac{D_1}{D_2}. \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

Здесь и в дальнейшем для безразмерных концентраций используются прежние обозначения C_i ($i=1; 2$).

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ В СКВАЖИНЕ
И В ОКРУЖАЮЩИХ ПОРОДАХ**

Вводя вспомогательные гармонические функции

$$U_1 = C_1 - x, \quad U_2 = C_2 - \gamma x, \quad (9)$$

можно получить однородные смешанные краевые условия по координате x . Из (8) и (9) запишем задачу для функций U_i , $i = 1, 2$:

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial \rho} \left(\rho \frac{\partial U_i}{\partial \rho} \right) + \xi^2 \frac{\partial^2 U_i}{\partial x^2} &= 0, \\ U_i(0, \rho) &= 0, \quad \frac{\partial U_i}{\partial x} \Big|_{x=1} = 0, \quad i = 1, 2, \\ x + U_1(x, 1) &= \gamma x + U_2(x, 1), \\ \gamma \frac{\partial U_1}{\partial \rho} \Big|_{\rho=1} &= \frac{\partial U_2}{\partial \rho} \Big|_{\rho=1}. \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Задачу (10) можно решить как методом разделения переменных, так и при помощи конечного синус-преобразования Фурье [7, 8] по координате x с ядром

$$K_n(x) = \sin \frac{\pi x}{2} (2n+1). \quad (11)$$

Не останавливаясь на стандартных выкладках, запишем окончательно решение задачи (8) с учетом (9):

$$C_1(x, \rho) = x - (1 - \gamma) \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n 2K_0(\alpha_n \xi \rho) [\rho(\alpha_n \xi)/\gamma] \sin \alpha_n x}{\alpha_n^2 K_0(\alpha_n \xi) [1 + \rho(\alpha_n \xi)/\gamma]}, \quad (12)$$

$$C_2(x, \rho) = \gamma x + (1 - \gamma) \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n 2I_0(\alpha_n \xi \rho) \sin \alpha_n x}{\alpha_n^2 (\alpha_n \xi) [1 + \rho(\alpha_n \xi)/\gamma]},$$

где $I_m(u)$, $K_m(u)$, $m=0, 1$ — функции Бесселя мнимого аргумента; $\rho(u) = [I_1(u)K_0(u)/I_0(u)K_1(u)]$; $\alpha_n = \pi(2n+1)/2$ — собственные значения. Практически измеряется средняя по сечению скважины концентрация гелия или другого газа:

$$\bar{C}_2(x) = 2 \int_0^1 \rho C_2(x, \rho) d\rho. \quad (13)$$

Выполнив интегрирование, получим из (12) и (13)

$$\begin{aligned} \bar{C}_2(x) &= \gamma x + (1 - \gamma) \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n 2f(\alpha_n \xi) \sin \alpha_n x}{\alpha_n^2 [1 + \rho(\alpha_n \xi)/\gamma]}, \\ f(u) &= \frac{2I_1(u)}{uI_0(u)}. \end{aligned} \quad (14)$$

Параметр ξ для реальных скважин обычно мал ($\xi \leq 10^{-2}$). Переходя в (14) к пределу при $\xi \rightarrow 0$ (ряд сходится абсолютно и равномерно по ξ), находим

$$\bar{C}_2(x, \xi \rightarrow 0) = x, \quad (15)$$

т. е. решение соответствующей «невозмущенной» задачи для однородной породы без скважины.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ СКВАЖИНЫ НА ИЗМЕРЯЕМУЮ КОНЦЕНТРАЦИЮ

Выше было отмечено, что концентрация обычно измеряется у забоя скважины ($x=1$). С другой стороны, согласно принципу максимума для гармонических функций, $\bar{C}_2(x)$ принимает наибольшее значение при $x=1$. Поэтому, исследуя отношение $\bar{C}_2(1)/C_1(1, \infty)$, можно оценить максимальное искажение, вносимое скважиной в «невозмущенное» распределение $C_1(x, \infty)$ концентрации в окружающих породах. Так как $C_1(1, \infty)=1$, то из (14) имеем

$$\frac{\bar{C}_2(1)}{C_1(1, \infty)} = \gamma + (1 - \gamma) \sum_{n=0}^{\infty} \frac{2}{\alpha_n^2} \frac{f(\alpha_n \xi)}{1 + \rho(\alpha_n \xi)/\gamma}. \quad (16)$$

Функции $p(u)$ и $f(u)$ в (16) неотрицательны, монотонны и ограничены, причем $p(0)=0$, $p(\infty)=1$, $f(0)=1$, $f(\infty)=0$. Ряд с положительными членами в выражении (16) можно записать в виде

$$S = \sum_{n=0}^{\infty} \bar{a}_n b_n, \quad (17)$$

где $a_n = 2/\alpha_n^2$; $b_n = f(\alpha_n \xi)/[1 + \rho(\alpha_n \xi)/\gamma]$.

Последовательность $\{b_n\}$ — монотонно убывающая при всех значениях параметров ξ и γ , $b_n > b_{n+1}$ для всех n ; кроме того, $b_0 \leq 1$. Поэтому для ряда (17) справедлива следующая оценка:

$$S \leq S_N + b_{N+1} \Delta'_{N+1}, \quad (18)$$

где $S_N = \sum_{n=0}^N a_n b_n$; $\Delta'_{N+1} = \sum_{n=N+1}^{\infty} a_n$.

Сумма ряда $S' = \sum_{n=0}^{\infty} a_n = 1$ известна точно [9], поэтому остаток Δ'_{N+1} может быть вычислен для любого N . Так как $\Delta'_5 \leq 0,033$, то при всех значениях ξ и γ для получения точности не хуже 3% необходимо учитывать пять — семь членов ряда (16).

Отметим, что если решение задачи диффузии (теплопроводности) для кусочно-однородной среды с граничными условиями IV рода на контакте разнородных сред найдено в виде ряда, то общепринятые методы улучшения сходимости [10, 11] для подобных рядов неэффективны. Эти методы «приспособлены» к рядам, общий член которых представляет собой простую (обычно дробно-рациональную) функцию номера n . Однако оценка (18) позволяет сравнительно быстро вычислить значения функции, представленной медленно сходящимся рядом (16), с достаточной точностью.

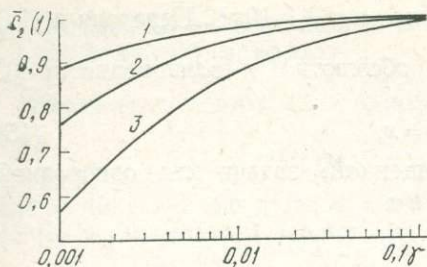


Рис. 2. Зависимость средней концентрации гелия у забоя скважины от отношения коэффициентов диффузии в породе и скважине γ , а также от параметра ξ .

ξ : 1 — 0,0025; 2 — 0,005; 3 — 0,01.

породы — воздух $\gamma = D_1/D_2$ для различных значений параметра $\xi = a/h$. При фиксированном диаметре скважины (обычно $2a \sim 8-10$ см) величина ξ обратно пропорциональна глубине скважины. Диапазон значений параметра $\gamma = D_1/D_2$ выбран согласно данным работы [6], где методом мгновенного источника определялся эффективный коэффициент диффузии гелия D_1^* и, независимо, пористость пород.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как следует из выражения (12), процесс диффузии гелия в скважине и окружающих породах характеризуется двумя параметрами: отношением коэффициентов диффузии в породе и в воздухе $\gamma = D_1/D_2$ и отношением радиуса скважины к ее глубине $\xi = a/h$. Из анализа кривых (см. рис. 2) следует, что при данной геометрии скважины (ξ фиксировано) различие между концентрацией гелия у забоя скважины и поровой концентрацией в породах на соответствующей глубине уменьшается с увеличением проницаемости пород (при возрастании диффузионного параметра скважины γ). При фиксированном значении γ указанное различие тем меньше, чем меньше величина параметра ξ (чем меньше радиус скважины при фиксированной глубине).

В работе [6] показано, что эффективный коэффициент диффузии гелия D_1^* в условиях естественного залегания пород может быть вычислен по коэффициенту диффузии метрологически более удобного радона. Это основано на предположении, что отношение коэффициентов диффузии двух газов в воздушно-пористой среде такое же, как и в воздухе. На основании результатов работы [6] рассчитаны значения эффективного коэффициента диффузии гелия D_1^* и диффузионного параметра скважины γ для некоторых характерных типов осадочных пород:

	$D_1^*, \frac{\text{см}^2}{\text{с}}$	$\eta, \%$ [6]	γ
Глинистая кора выветривания кислых пород	0,02	6	0,002
Щебенисто-глинистая кора вы- ветривания кислых пород .	0,11	8	0,013
Кора выветривания гранитов .	0,15	19	0,040
Дресва гранита	0,25	14	0,049
Кварцполевошпатовый песок .	0,18	27	0,068
Песок полимиктовый	0,23	24	0,078
Кварцполевошпатовый песок с гравием	0,49	31	0,214

При расчете коэффициент диффузии гелия в воздухе принимался равным $D_2 = 0,71 \text{ см}^2/\text{с}$.

Пусть, например, радиус скважины $a = 0,05 \text{ м}$, глубина $h = 10 \text{ м}$. Тогда $\xi = a/h = 0,005$. При этом наибольшее отклонение концентрации у забоя скважины от поровой концентрации в породах будет в том случае, если скважина пробурена в глинистой коре выветривания кислых пород ($\gamma = 0,002$), и составит около 15% (см. рис. 2, кривая 2). Если глубина скважины $h = 5 \text{ м}$, радиус $a = 0,05 \text{ м}$ ($\xi = 0,01$), то указанное наибольшее отклонение равно 30—35%. Для остальных приведенных типов пород различие концентраций в породе и скважине не более 10% ($\xi \leq 0,01$).

Таким образом, при соответствующих параметрах скважины и коэффициенте диффузии гелия в породах применение методики оценки плотности диффузионного потока из приповерхностного слоя пород в атмосферу, использованной в работе [2], оправдано. Для повышения точности оценки диффузионного потока необходимы предварительные измерения эффективного коэффициента диффузии в условиях естественного залегания и пористости пород. В значение концентрации, измеренной у забоя скважины, должна вводиться поправка согласно приведенному в настоящей работе расчету.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булашевич Ю. П., Хачай Ю. В. О связи выделения аргона и гелия из мантии с термической эволюцией Земли.—Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 7.
2. Булашевич Ю. П., Башорин В. Н. О приуроченности высоких концентраций гелия в подземных водах к пересечениям разрывных нарушений.—Докл. АН СССР. Матем., физика, 1971, т. 201, № 4.
3. Булашевич Ю. П. Гелневая съемка как метод регионального исследования разломной тектоники Урала.—В кн.: Ядерно-геофизические исследования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975.
4. Булашевич Ю. П., Хайритдинов Р. К. К теории диффузии эманации в пористых средах.—Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 12.
5. Булашевич Ю. П., Карташов Н. П. Определение коэффициента диффузии радона в горных породах методом мгновенного источника.—Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 10.
6. Булашевич Ю. П., Карташов Н. П., Башорин В. Н. Коэффициенты диффузии радона и гелия в естественном залегании пород.—Там же, 1970, № 1.
7. Снеддон И. Преобразования Фурье. М.: ИЛ, 1955.
8. Галицын А. С., Жуковский А. Н. Интегральные преобразования и специальные функции в задачах теплопроводности. Киев: Наукова думка, 1976.
9. Двайт Г. Б. Таблицы интегралов и другие математические формулы. М.: Наука, 1966.
10. Салехов Г. С., Муратов Л. М., Поспеев В. Е. Вычисление рядов и несобственных интегралов. Казань: Казан. гос. ун-т, 1973.
11. Хемминг Р. В. Численные методы. М.: Наука, 1972.

Н. П. КАРТАШОВ, А. К. ЮРКОВ

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕЛИЕВОГО МЕТОДА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТониКИ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

1. Повышенные концентрации гелия в подземных водах однозначно связаны с дизъюнктивными нарушениями в земной коре, особенно с глубинными разломами [1, 2]. При этом выделяются только проницаемые нарушения, по которым может происходить фильтрация подземных вод. Наиболее высокие концентрации гелия приурочены к пересечению проницаемых разломов различного направления [3]. Концентрация гелия вдоль Свердловского профиля ГСЗ, а также по Ишим-Барабинскому профилю, где мощность платформенных образований достигает 2—3 км [4], вне зон разломов — порядка 10^{-4} , в зонах разлома — порядка 10^{-3} , при пересечении разломов — $13 \cdot 10^{-2}$ мл/л. Эти данные относятся к пробам воды с глубины 60—130 м. Гелионосность вдоль разломов часто прерывиста ввиду чередования проницаемых и залеченных участков [5].

Площадная гелиевая съемка выявляет монолитные блоки земной коры и разделяющие их проницаемые разломы. Существенно, что в пределах рудных полей может наблюдаться высокая проницаемость протяженных участков, как это имеет место в Северо-Западном Казахстане в Валерьяновской подзоне Кустанайского прогиба. Магнетитовые месторождения этой подзоны тяготеют к пересечениям гелионосных разломов [5]. Максимальная концентрация гелия здесь 0,36 мл/л.

2. Фактический материал по распределению гелия в осадочных породах получен по групповым водозаборам Подмосковья и показывает ступенчатое возрастание концентрации до 10^{-3} — 10^{-2} мл/л на глубине 250—300 м [6].

Для изучения концентрации гелия на глубоких горизонтах рудных полей было выбрано Подольское рудное поле на Южном Урале, геолого-геофизическая характеристика которого рассмотрена в [7]. Колчеданное оруденение залегает здесь на глубине 600—850 м и приурочено к вулканокупольному поднятию, контролируемому несколькими крупными пересекающимися разломами.

Согласно сейсмическим данным, Подольское рудное поле разбито разрывными нарушениями на блоки, на границах которых проходило дробление и расщепление пород. Геологический разрез схематизировано представлен вулканомиктовыми породами улутауской свиты, ниже которых залегают вулканы баймак-бурибаевской свиты. К метаморфическим разностям последних (кварцево-хлоритовые и кварцево-серицитовые сланцы) приурочены колчеданные тела.

3. Для поинтервального отбора проб воды из глубоких поисково-разведочных скважин применяли специальный пробоотборник, исключаяющий потерю газовой фазы. Прибор — цельнометаллический (диа-

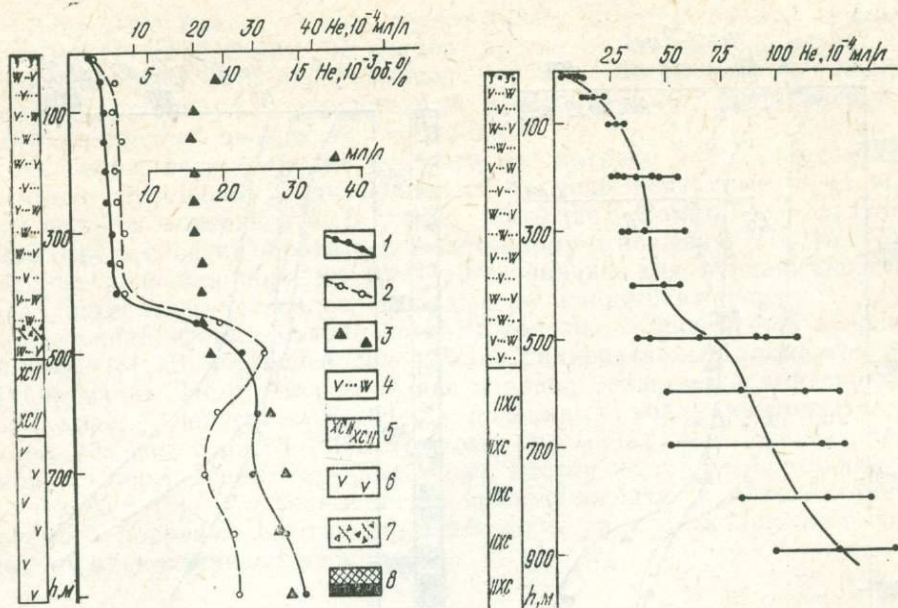


Рис. 1. Распределение концентрации гелия по одной из скважин Подольского рудного поля.

1 — концентрация гелия, мл/л воды; 2 — концентрация гелия, %; 3 — газовый фактор, мл/л воды; 4 — туффы андезито-базальтового состава; 5 — хлорит-серицит-кварцевые породы; 6 — кварцевые альбитофиты; 7 — зоны тектонических нарушений; 8 — рудная зона.

Рис. 2. Распределение гелия, усредненное по ряду скважин. Обозначения те же, что на рис. 1.

метр 45 мм, объем камеры 2 л), работает на принципе предварительного вакуумирования камеры. На заданной глубине прокалывали металлическую прокладку проботборника, и вода заполняла камеру. При подъеме на поверхность газ и часть жидкости вакуумным способом переводились в стеклянную ампулу. Содержание гелия определяли в лаборатории на гелиевом теченскателе типа ПТИ-7а с хроматографической приставкой, обеспечивающей чувствительность $5 \cdot 10^{-5}$ об. % гелия в 1 см³ газовой фазы.

4. Концентрация гелия минимальна у поверхности, где происходит выделение гелия в атмосферу (рис. 1). На интервале 50—400 м концентрация очень слабо возрастает с глубиной от $4 \cdot 10^{-4}$ до $7 \cdot 10^{-4}$ мл/л. Этот интервал соответствует высокоомным малопроницаемым породам. В зоне дробления и ниже лежащих хлорит-серицит-кварцевых породах происходит возрастание концентрации до $3 \cdot 10^{-4}$ мл/л. Оно объясняется не только зоной дробления. Хлорит-серицит-кварцевые породы имеют низкое электросопротивление, что характерно для проницаемых пород и высокой минерализации насыщенных подземных вод. Смене пород соответствует также возрастание количества растворенных газов в единице объема воды (газового фактора).

Для нескольких скважин, не подсекающих тектонических нарушений и рудных зон, произведено усреднение концентраций гелия (рис. 2). На границе туффов андезито-базальтового состава и низкоомных проницаемых пород происходит ступенчатое возрастание

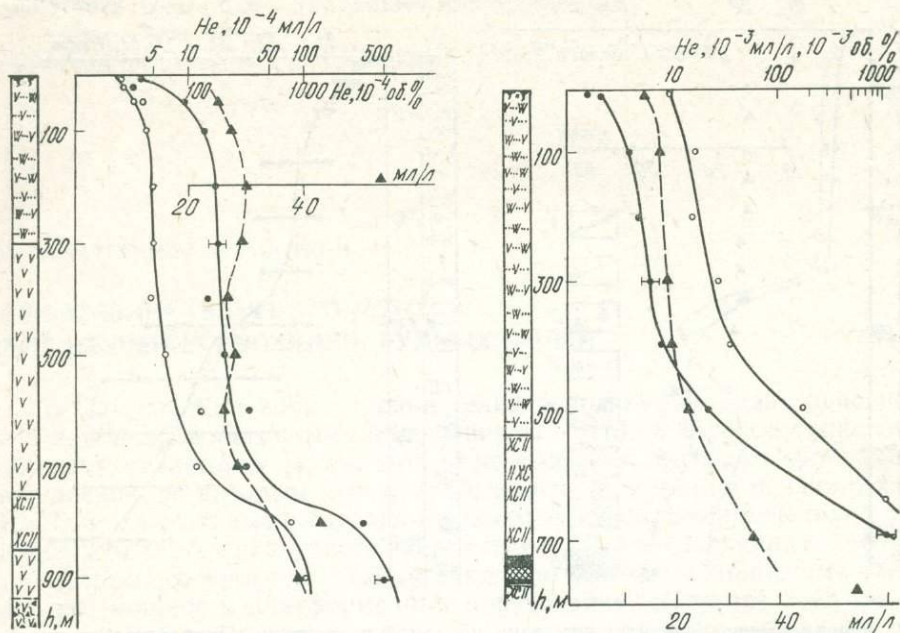


Рис. 3. Распределение гелия по скважине, вскрывающей тектонически нарушенную зону. Обозначения те же, что на рис. 1.

Рис. 4. Распределение гелия по скважине, вскрывающей рудную зону и тектоническое нарушение. Обозначения те же, что на рис. 1.

концентрации гелия. Рост концентрации продолжается с глубиной почти линейно, но с большим градиентом, чем в верхней части разреза. Обращает на себя внимание сильное изменение концентрации гелия на малой глубине для разных скважин.

Низкая концентрация гелия почти по всей скважине, представленной на рис. 3, резко возрастает до 0,05 мл/л в зоне дробления на глубине 950 м. Вместе с тем заметна повышенная гелионосность подземных вод в хлорит-серицит-кварцевых породах. Скважина удалена от рудного тела. Для другой скважины нарастание концентрации гелия начинается несколько выше границы пород с разной проницаемостью (рис. 4). Особенно высокое значение (1 мл/л) получено на глубине 700 м вблизи рудного тела и зоны тектонических нарушений. По-видимому, тектоническое нарушение, вскрытое рудной скважиной, более выражено и поэтому более гелионосное.

Таким образом, изучение распределения концентрации гелия на глубоких горизонтах Подольского рудного поля показало, что с помощью «гелиевого каротажа» можно уверенно выделить в геологическом разрезе скважин зоны тектонических нарушений, особенно связанные с оруденением. По этим зонам происходит приток гелионосных вод. Выделяются повышенной гелионосностью подземные воды низкоомных проницаемых пород. Возможно, что корреляционная зависимость между содержанием гелия и проницаемостью (пористостью) пород проявляется и в разрезах осадочной толщи.

В пробе с максимальным содержанием гелия по рудной скважине (см. рис. 4) содержание воздушного аргона составляет 0,8, а радиогенного 0,04 об.%. Это единственный случай для изученных скважин, когда был обнаружен радиогенный аргон, видимо, поступающий по глубинному тектоническому нарушению.

5. Гелий, распределение которого рассмотрено выше¹, несомненно, является глубинным. Поднимающиеся из недр подземные воды выносят гелий к поверхности. В каких оболочках Земли он образуется? Для ответа следует обратиться к изотопному отношению $^3\text{He}/^4\text{He}$. Повышенные значения порядка 10^{-5} — 10^{-6} типичны для вулканических газов, термальных флюидов, молодых вулканических пород и других образований, формирование которых связано с процессами в верхней мантии [8]. В последней содержание радиоактивных элементов, продуцирующих ^4He , примерно на два порядка ниже, чем в континентальной коре. Отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в подземных водах континентальной коры убывает с ростом ^4He . Поэтому оно минимально для вод разломов, их пересечений, вод эндогенных месторождений и составляет порядка 10^{-8} [9]. Это указывает на преобладающую роль гелия, генерируемого породами континентальной коры за счет кларкового содержания радиоактивных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булашевич Ю. П., Башорин В. Н. Гелий в подземных водах на профиле ГСЗ в Зауралье.— Докл. АН СССР. Матем., физика, 1970, т. 193, № 3.
2. Булашевич Ю. П., Башорин В. Н., Дружинин В. С., Рыбалка В. М. Гелий в подземных водах на Свердловском профиле ГСЗ.— Там же, 1973, т. 208, № 4.
3. Булашевич Ю. П., Башорин В. Н. О приуроченности высоких концентраций гелия к пересечениям разрывных нарушений.— Там же, 1971, т. 201, № 4.
4. Булашевич Ю. П., Башорин В. Н. О комплексировании гелиевой съемки и сейсмических методов при изучении разрывной тектоники.— Геология и геофизика, 1974, № 1.
5. Булашевич Ю. П., Башорин В. Н. Схема проницаемых разрывных нарушений земной коры Северо-Западного Казахстана по данным распространения гелия в подземных водах.— Геотектоника, 1974, № 3.
6. Виндюков П. М., Еремеев А. И., Яницкий И. Н. Изучение концентрации гелия в артезианских водах.— Водные ресурсы, 1974, № 5.
7. Клемин В. П., Чернова И. И. Проявление рудоконтролирующих структур Южного Урала в физических полях.— Разведка и охрана недр, 1975, № 10.
8. Изотопы гелия в коренных породах дна океанов/А. Я. Крылов, Б. А. Мамырин, Л. В. Хабарин и др.— Геохимия, 1974, № 8.
9. Концентрация и изотопный состав гелия в подземных водах Урала/В. Н. Башорин, Ф. Б. Костров, В. С. Глебовская и др.— В кн.: Пятый Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов: Тезисы докладов, часть II. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1974.

¹ В отборе проб принимал участие В. В. Николаев.

Н. П. КАРТАШОВ

НОВЫЕ ГЛУБИННЫЕ ПРИБОРЫ ДЛЯ ОТБОРА ПРОБ ВОДЫ И РАСТВОРЕННОГО В НЕЙ ГАЗА

Характеристика стандартной аппаратуры. Отбор проб воды из скважин при проведении гидрогеохимических исследований осуществляется различными пробоотборниками. Наиболее распространены пробоотборники конструкции Е. В. Симонова, приборы типа ПД-3, ПРИЗ-2 и другие [1]. Существуют глубинные пробоотборники для взятия проб жидкости и газа с промывающимися и вакуумными рабочими камерами [2].

К пробоотборникам с промывающимися камерами относятся приборы типа ПС-1, ПД-3, ПРИЗ-2. Последние достаточно просты в конструкции и обращении, но их применение не дает полной гарантии отбора пробы с заданной глубины ввиду того, что промывка их ненадежна. Этому недостатка лишены пробоотборники с непромывающимися камерами, которые заполняются пробой воды только на заданной глубине. К ним относятся приборы, из камер которых перед спуском откачивается воздух или они заполняются жидкостью, а также приборы с поршнем в камере. Данные приборы не получили широкого применения из-за малого объема отбираемой пробы и сложности конструкции [1].

В институте ВСЕГИНГЕО разработан однокамерный пробоотборник типа ПВ (вакуумный), в котором используется принцип заполнения непроточной камеры после разрушения на заданной глубине предохранительной мембраны [3]. Однако этот прибор содержит резиновые уплотняющие прокладки, которые обладают большой сорбционной способностью и малой механической прочностью. Эти недостатки резиновых уплотнителей не позволяют работать с пробоотборником на глубинах более 1000 м и, кроме того, при точных гидрогеохимических исследованиях резина, ввиду ее большой сорбционной способности, может вносить существенные искажения в отбираемые пробы газа [4].

С учетом недостатков известных приборов, а также специфических особенностей проведения газо-гидрохимического опробования скважин на гелий, в лаборатории ядерной геофизики Института геофизики УНЦ АН СССР в 1975 г. был разработан цельнометаллический вакуумный глубинный пробоотборник типа ПВГ-2С [5].

Описание скважинного пробоотборника ПВГ-2С¹. Техническая характеристика прибора:

Диаметр, мм	45
Длина, мм	2 000
Вес, кг	7,5
Вес сбрасываемого груза, кг	0,75
Объем отбираемой пробы воды, мл	2 000
Максимальная глубина отбора, км	5

Максимальная глубина отбора проб определяется прочностью корпуса и прокладок. Пробоотборник (рис. 1) вакуумный, глубинный, скважинный, состоит из камеры для жидкости А и ловушки для выделившегося газа (дегазата) Б.

Принцип действия прибора состоит в следующем. Вакуумное уплотнение верхней крышки затягивается. К ниппелю нижней крышки 8 подключается форвакуумный насос. При производстве откачки гайка 22 ослаблена, поэтому ниппель 8 вместе с металлической конусной прокладкой 20 смещается по оси, образуя зазор между конусом штуцера нижней крышки 19 и прокладкой 20. Воздух из камеры проходит через штуцер, зазор и радиальные отверстия в ниппеле 8 и откачивается насосом. При этом герметизация осуществляется трубкой из вакуумной резины 21. После завершения откачки производят затяжку нижнего вакуумного уплотнения и отсоединяют насос.

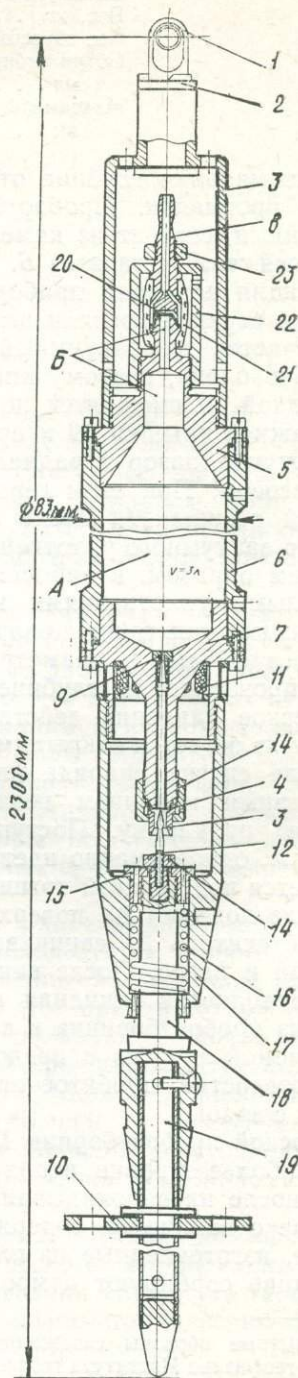
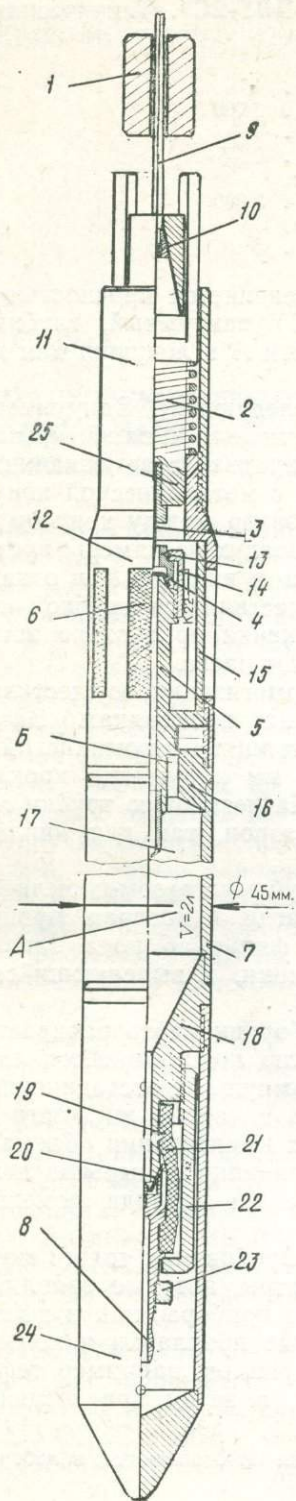
Таким образом, в рабочем состоянии герметизация осуществляется вакуумными уплотнениями на металлических прокладках. Экспериментальные испытания показали, что при толщине алюминиевой прокладки в 0,7 мм и диаметре отверстия 4 мм нарушение прокладки (срез) произойдет на глубине около 5 км. На резиновую трубку гидростатическое давление действует со всех сторон, так как ниппель 8 при спуске остается открытым.

После спуска снаряда на заданную глубину грузом-посылкой через ударный механизм воздействуют на иглу 3, которая пробивает верхнюю прокладку. Поступающая через фильтр 6 вода заполняет камеру А, одновременно идет процесс дегазации, и выделяющийся газ собирается под верхней крышкой в камере Б.

После подъема на поверхность пробоотборник переворачивается на 180°, обтекатель 24 свинчивается, к ниппелю подсоединяется ампула для газа и насос. После вакуумирования ампулы и отсоединения насоса ослабляется накидная гайка 22, и газ с частью жидкости переходит из пробоотборника в ампулу. В целях компенсации объема присоединяемой ампулы и предотвращения попадания пузырьков воздуха через отверстие, пробитое иглой, верхний конец снаряда помещается в сосуд с водой.

Морской пробоотборник ПВГ-3М. Для опробования толщи морских вод наиболее широко используются батометры, которые заполняются водой после их опрокидывания на 180°. Эти приборы, как и вышеупомянутые скважинные, содержат уплотняющие прокладки и кольца на поршне, изготовленные из пластичных материалов, например тефлона. Последние сорбируют атмосферный воздух, а затем при воздействии

¹ Опытные образцы скважинного пробоотборника изготавливаются в лаборатории ядерной геофизики Института геофизики УНЦ АН СССР.



сильного внешнего гидростатического давления десорбируют его в пробу, тем самым загрязняя ее атмосферными газами.

Создан цельнометаллический морской пробоотборник ПВГ-3М, который обеспечивает чистоту и полную сохранность природной пробы, особенно ее газовой фазы. Этот прибор (рис. 2) — скважинный, глубинный, представляет собой вариант цельнометаллического вакуумного пробоотборника, который срабатывает при ударе о морское дно. Пробоотборник ПВГ-3М используется при геофизических и геохимических исследованиях, связанных с изучением распределения концентраций растворенных газов, в частности гелия и аргона, в придонной части глубоководных водоемов.

Техническая характеристика прибора ПВГ-3М:

Диаметр, мм	83
Длина, мм	2 300
Вес, кг	15,0
Объем отбираемой пробы, мл .	3 000
Максимальная глубина, км . .	10

Пробоотборник (см. рис. 2) работает следующим образом. После установки алюминиевой или медной прокладки 4 затягивается накидная гайка 14. Далее при ослабленной верхней накидной гайке 22 производится откачка камеры А на форвакуум через ниппель 8, конструкция которого аналогична ниппелю скважинного пробоотборника. По достижению форвакуума (давление паров воды или спирта) гайка 22 затягивается при работающем насосе. Затем навинчивается нижний 17 и верхний 3 обтекатели. Последний содержит серьгу для подвеса 1, а нижний — промываемую водой полость и титановую иглу 12, жестко связанную со стальной пикой 19. Система пика — игла подпружинена относительно корпуса снаряда, что предохраняет прокладку 4 от преждевременного прокола иглой ввиду вибрации пика при спуске снаряда.

При ударе о донный грунт происходит прокол прокладки, одновременно утолщением штока 18 перекрываются отверстия обтекателя 17, и таким образом вода поступает в камеру А через сетчатый фильтр 11 и дозирующий винт 9, снабженный конусным калибровочным отверстием. Выделившийся дегазат собирается в камере Б, имеющей малый диаметр, чтобы уменьшить процесс обратного растворения газа в воде за время подъема снаряда на борт судна. После извлечения пробоотборника из воды к ниппелю 8 подсоединяется вакуумированная стеклянная ампула и при ослаблении накидной гайки 22 газ и часть воды переходят в ампулу. Поскольку внутренняя полость переходника 17 заполнена водой, то попадание пузырьков воздуха в ампулу исключается. Опорное кольцо надевается при мягких илистых грунтах. Высота отбора пробы от дна не превышает 40 см.

Рис. 1. Пробоотборник вакуумный глубинный ПВГ-2С.

1 — груз-посылка; 2 — пружина; 3 — игла; 4 — прокладка; 5 — штуцер; 6 — фильтр; 7 — корпус; 8 — ниппель; 9 — трос; 10 — конус; 11 — стакан; 12 — переходник; 13 — втулка; 14 — гайка; 15 — обойма; 16 — верхняя крышка; 17 — трубка; 18 — нижняя крышка; 19 — штуцер; 20 — прокладка; 21 — резиновая трубка; 22 — накидная гайка; 23 — гайка; 24 — обтекатель; 25 — толкатель.

Рис. 2. Пробоотборник вакуумный морской ПВГ-3М.

1 — шток верхний; 2 — шайба; 3 — стакан; 4 — прокладка; 5 — верхняя крышка; 6 — корпус; 7 — нижняя крышка; 8 — ниппель; 9 — дисператор; 10 — опорное кольцо; 11 — фильтр; 12 — игла; 13 — втулка; 14 — регулировочный винт; 15 — втулка; 16 — пружина; 17 — обтекатель; 18 — шток; 19 — пика; 20 — прокладка; 21 — резиновая трубка; 22 — накидная гайка; 23 — гайка.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тесля А. Г., Стрельцов Н. А. Новые типы приборов для отбора проб воды и газа из скважин.—Разведка и охрана недр, 1968, № 10.
2. Мамуна В. Н., Требин Г. Ф., Ульянинский Б. В. Глубинные пробоотборники и их применение. М.: Гостоптехиздат, 1961.
3. Башкатов Д. Н., Тесля А. Г. Гидрогеологические наблюдения при бурении и опробование скважин на воду. М.: Недра, 1970.
4. Рафальсон А. Э., Шерешевский А. М. Массо-спектрометрические приборы. М.: Атомиздат, 1968.
5. Карташов Н. П., Юрков А. К. Пробоотборник вакуумный глубинный.—Авт. св. 571590 [СССР].—Бюлл. изобрет., 1977, № 33.

СОДЕРЖАНИЕ

В. А. Шапов, А. К. Юрков. Распределение температуры и концентрации гелия в скважинах на некоторых структурах Урала	3
Ю. П. Булашевич, В. А. Шапов. Геотермическая характеристика некоторых структур Урала	17
Ю. В. Хачай. Дифференциация верхней мантии в процессе термической эволюции Земли	24
Р. Л. Харус. Об эволюции изотопного состава гелия	34
Ю. П. Булашевич. Закономерности распределения разломов по Свердловскому и Ишим-Барабинскому геолого-геофизическим профилям	38
Д. Г. Рывкин. Соотношение между концентрациями гелия в скважине и окружающих породах	46
Н. П. Карташов, А. К. Юрков. Применение гелиевого метода для изучения тектоники рудных полей	52
Н. П. Карташов. Новые глубинные приборы для отбора проб воды и растворенного в ней газа	56

УДК 550.361+551.24 : 550.04 : 553.3 : 550.832

Распределение температуры и концентрации гелия в скважинах на некоторых структурах Урала. Щапов В. А., Юрков А. К.— В кн.: Исследование гелиевых и тепловых полей Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.

Рассмотрено распределение температуры и концентрации гелия в необсаженных скважинах глубиной до 1200 м, пройденных на Урале в структурах первого порядка: Тагило-Магнитогорском погружении, Восточно-Уральском поднятии, Тюменско-Кустанайском прогибе. Установлено увеличение концентрации гелия на два-три порядка в тектонических зонах, в том числе рудных, что связано с циркуляцией вод в проницаемых зонах и в скважине. Интервалы низких и постоянных концентраций гелия в скважине наиболее пригодны для геотермических измерений.

Иллюстр. 6. Библиогр. 19 назв.

УДК 550/331+832

Геотермическая характеристика некоторых структур Урала. Булашевич Ю. П., Щапов В. А.— В кн.: Исследование гелиевых и тепловых полей Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.

Исследовано распределение температур по глубине и определены тепловые потоки для крупных структур Уральской палеозойской синклинали. В Тагильском и Магнитогорском мегасинклиналях, представляющих западную часть эвгеосинклинали, потоки минимальны и составляют в среднем 0,52—0,55 мккал/(см²·с). Столь же низок поток в среднеуральской части Восточно-Уральского поднятия. Для Тюменско-Кустанайского прогиба и Западно-Уральской зоны складчатости потоки составляют 0,82—0,84 мккал/(см²·с).

Для обнаженной части Урала, где на поверхность выходят породы палеозоя, температура на глубине 1 км в среднем равна 13,3°C. В палеозойском фундаменте, под чехлом слаботеплопроводных мезо-кайнозойских образований восточного склона Урала, температура значительно выше и линейно зависит от мощности платформенных образований.

Табл. 1. Иллюстр. 2. Библиогр. 8 назв.

УДК 550.361+550.36

Дифференциация верхней мантии в процессе термической эволюции Земли. Хачай Ю. В.— В кн.: Исследование гелиевых и тепловых полей Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.

Численно решается модельная задача о термической эволюции Земли. Дифференциация мантии аппроксимируется выносом радиоактивных элементов в кору, а также изменением зависимости температуры плавления от давления при изменении состава мантии. Исследуется влияние выбора аппроксимации эффективной теплопроводности и кривой плавления на характер циклического проплавления верхней мантии. Получены решения, в которых процесс дифференциации охватывает мантию до глубины 800—1100 км, причем над продифференцированной мантией глубины образования древнейших и современных магм составляют около 400 км, а распределение элементов в магмах возраста 2,5—2,9 млрд. лет должно отражать наибольшую глубинность их образования.

Иллюстр. 4. Библиогр. 21 назв.

УДК 523.042+539.17

Об эволюции изотопного состава гелия. Харус Р. Л.— В кн.: Исследование гелиевых и тепловых полей Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.

На основе гипотезы нейтронного облучения протовещества Земли исследуется возможность изменения изотопного состава гелия в результате нейтронных ядерных реакций. Расчеты показали, что при интегральном нейтронном потоке порядка 10²¹ нейтр/(см²·с) изотопные отношения первозданного гелия (⁴He/³He) могли быть меньше единицы.

Табл. 1. Библиогр. 14 назв.

УДК 550.3+551 (24+464.629.1)

Закономерности распределения разломов по Свердловскому и Ишим-Барабинскому геолого-геофизическим профилям. Булашевич Ю. П.— В кн.: Исследование гелиевых и тепловых полей Урала. Свердловск. УНЦ АН СССР, 1980.

Рассмотрено распределение разломов, выявленных методом ГСЗ и водно-гелиевой съемкой на профиле длиной более 1700 км. Показано, что наибольшая плотность разломов (число разломов на 50 км профиля) соответствует эвгеосинклинальной зоне Урала. Дана количественная характеристика плотности (частоты) разломов. Для суммы всех поднятий и суммы всех погружений Уральской складчатой страны этот параметр имеет одинаковое значение.

Иллюстр. 3. Библиогр. 11 назв.

УДК 550.832.92 : 533.15 : 546.291

Соотношение между концентрациями гелия в скважине и окружающих породах. Рывкин Д. Г.— В кн.: Исследование гелиевых и тепловых полей Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.

Дано решение аксиально-симметричной задачи стационарной диффузии инертного газа в скважине и окружающих породах. Получена зависимость концентрации гелия и забоя, средней по сечению скважины, от отношения коэффициентов диффузии в породе и скважине для различных значений отношения радиуса скважины к ее глубине. Установлено, что концентрация, измеренная у забоя сухой неглубокой скважины (глубина 5 м, диаметр 10 см), пробуренной в глинистой коре выветривания кислых пород, меньше «невозмущенной» поровой концентрации в породах на той же глубине на 35%. Для повышения точности измерений концентрации гелия в сухих неглубоких скважинах необходимо учитывать влияние на концентрацию скважины. Вычислены соответствующие поправки.

Иллюстр. 2. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.24 : 550.04.42 : 553.3 : 550.832

Применение гелиевого метода для изучения тектоники рудных полей. Карташов Н. П., Юрков А. К.— В кн.: Исследование гелиевых и тепловых полей Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.

Приведен фактический материал о распределении гелия в подземных водах по скважинам Подольского рудного поля на Южном Урале. Установлено, что повышенные концентрации гелия приурочены к тектоническим нарушениям и колчеданным телам. Отмечается также повышение содержания гелия в подземных водах хлорит-серицит-кварцевых пород, обладающих пониженным электросопротивлением.

Иллюстр. 4. Библиогр. 9 назв.

УДК 681.1/4.622.243.68

Новые глубинные приборы для отбора проб воды и растворенного в ней газа. Карташов Н. П.— В кн.: Исследование гелиевых и тепловых полей Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980.

Приводятся описание и основные технические характеристики новых вакуумных пробоотборников цельнометаллической конструкции, позволяющих производить отбор проб воды и растворенного в ней газа с глубин до 5000 м как из буровых скважин, так и со дна морей.

Иллюстр. 2. Библиогр. 5 назв.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕЛИЕВЫХ И ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ УРАЛА

Рекомендовано к изданию
Ученым советом Института геофизики
и РИСО Уральского научного центра
Академии наук СССР

Редактор **Л. Н. Петленко**
Обложка художника **М. Н. Гарипова**
Техн. редактор **Н. Р. Рабинович**
Корректоры **И. М. Мигачёва, Е. М. Бородулина**

РИСО УНЦ № 992—23(80). Сдано в набор 4.04.80.
НС 19417. Подписано к печати 10.10.80.
Формат бумаги 70×100¹/₁₆ Усл.-печ. л. 6,2.
Уч.-изд. л. 6,5. Тираж 700. Цена 65 коп.
Заказ 147. Бумага типографская № 1.

РИСО УНЦ АН СССР, Свердловск, ГСП-169,
ул. Первомайская, 91. Типография издательства
«Уральский рабочий». Свердловск, пр. Ленина, 49.

65 коп.

3416