

Министерство образования Республики Беларусь
Белорусский государственный университет
Факультет географии и геоинформатики
Кафедра региональной геологии

СОГЛАСОВАНО

Заведующий кафедрой

_____ О. В. Лукашёв

«28» ноября 2019 г.

СОГЛАСОВАНО

Декан факультета

_____ Д. М. Курлович

«26» декабря 2019 г.

СОГЛАСОВАНО

Председатель

Учебно-методической комиссии факультета

_____ Кольмакова Е. Г.

«23» декабря 2019 г.

Основы геотермии

Электронный учебно-методический комплекс
для специальности: 1-51 80 04 «Геология»

Регистрационный № 2.4.2-12/11

Составители:

Зуй В. И., доктор геолого-минералогических наук, доцент,

Творонович-Севрук Д. Л., кандидат географических наук

Рассмотрено и утверждено на заседании Научно-методического совета БГУ
03.01.2020 г., протокол № 3.

Минск 2019

УДК550.36(075.8)
О-753

Утверждено на заседании Научно-методического совета БГУ
Протокол № 3 от 03.01.2020 г.

Решение о депонировании вынес:
Совет факультета географии и геоинформатики
Протокол № 5 от 26.12.2019 г.

С о с т а в и т е л и:

Зуй Владимир Игнатьевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры региональной геологии факультета географии и геоинформатики БГУ, доцент;

Творонович-Севрук Даниил Леонидович, кандидат географических наук, доцент кафедры региональной геологии факультета географии и геоинформатики БГУ.

Рецензенты:

Сасина Н.В., ученый секретарь филиала «Институт геологии», кандидат геолого-минералогических наук;

Денисова Н. Ю., начальник отдела геологии и минерагении платформенного чехла, кандидат геолого-минералогических наук.

Основы геотермии : электронный учебно-методический комплекс для специальности: 1-51 80 04 «Геология» / БГУ, Фак. географии и геоинформатики, Каф. региональной геологии ; сост.: В. И. Зуй, Д. Л. Творонович-Севрук. – Минск : БГУ, 2019. – 47 с. : ил., табл. – Библиогр.: с. 45–47.

Электронный учебно-методический комплекс предназначен для магистрантов, обучающихся по специальности 1-51 80 04 «Геология». Содержание ЭУМК предполагает повышение эффективности управления образовательным процессом и самостоятельной работой магистрантов по освоению учебной дисциплины «Основы геотермии» с помощью внедрения в образовательный процесс инновационных образовательных технологий, обеспечение качественной подготовки высококвалифицированных специалистов-геологов.

Содержание

ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА.....	4
1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ.....	6
1.1 Введение. Становление и развитие дисциплины	6
1.2. Цели и задачи предмета	9
1.3. Гелиотермозона и геотермозона	10
1.4. Виды теплопередачи. Основные геотермические параметры	12
1.5. Кондуктивная передача тепла	12
1.6. Конвективный теплоперенос	15
1.7. Перенос тепла излучением	15
1.8. Механизмы теплопроводности в Земле	16
1.9. Данные, получаемые из термограмм скважин	17
1.10. Геотермические приборы и аппаратура	19
1.11. Методы и аппаратура для измерения тепловых свойств	22
1.12. Картирование геотермического поля	23
1.13. Тепловой поток	27
1.15. Радиогенная теплогенерация	29
2. ПРАКТИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ.....	30
2.1 Практическая работа «Экзагональные впадины и роль соляной тектоники в формировании геотермических аномалий» (4 семестр).....	30
2.2. Геотермальная энергия (4 семестр)	32
2.3 Примерный перечень заданий практических работ	36
3. РАЗДЕЛ КОНТРОЛЯ ЗНАНИЙ	37
3.1 Темы рефератов	37
3.2. Вопросы к экзамену по дисциплине.....	38
3.3 Организация самостоятельной работы	40
3.4 Перечень заданий по управляемой самостоятельной работе студентов	40
4. ВСПОМОГАТЕЛЬНЫЙ РАЗДЕЛ	42
4.1 Учебно-методическая карта по учебной дисциплине	42
4.2 Рекомендуемая литература.....	45
4.3. Электронные ресурсы	47

ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Электронный учебно-методический комплекс (ЭУМК) по учебной дисциплине «Основы геотермии» предназначен для реализации требований образовательных программ, образовательного стандарта и учебного плана по специальности 1-51 80 04 «Геология». Его наличие обеспечивает стабильность качества образовательного процесса и является методической основой для обеспечения эффективной самостоятельной работы магистрантов.

ЭУМК по учебной дисциплине «Основы геотермии» создан на научно-методическом и программно-техническом уровнях, соответствующих современным информационно-коммуникационным технологиям и призван обеспечить реализацию учебных целей и задач на всех этапах образовательного процесса по данной дисциплине.

Назначение – реализация требований образовательного стандарта и учебной программы, обеспечение непрерывности и полноты процесса обучения, систематизации и контроля знаний по учебной дисциплине «Основы геотермии».

Цель ЭУМК – повышение эффективности управления образовательным процессом и самостоятельной работой магистрантов по освоению учебной дисциплины «Основы геотермии» с помощью внедрения в образовательный процесс инновационных образовательных технологий, обеспечение качественной подготовки квалифицированных специалистов-геологов.

Область применения – улучшение знаний при дистанционном обучении, на практических занятиях по дисциплине «Основы геотермии», в ходе самостоятельной подготовки к аудиторным занятиям, текущему и итоговому контролю знаний по разделам дисциплины, ориентация в выполнении управляемой самостоятельной работы.

Функциональные возможности ЭУМК – средство ориентации в содержании дисциплины «Основы геотермии» в порядке изучения учебного предмета, освоение теоретического и практического материала, подготовка к контролю знаний. Весь материал ЭУМК структурирован по разделам таким образом, чтобы знаниями по учебной дисциплине «Основы геотермии» магистрант мог овладеть самостоятельно. ЭУМК по учебной дисциплине «Основы геотермии» включает 4 основных раздела: теоретический, практический, контроля знаний и вспомогательный.

Теоретический раздел ЭУМК содержит конспект лекций для теоретического изучения учебной дисциплины, на основе учебного пособия по курсу «Основы геотермии» [электронный ресурс] / Электронная библиотека БГУ. – Режим доступа: <http://elib.bsu.by/handle/123456789/194213> – Дата доступа 18.12.2019.

Раздел контроля знаний ЭУМК содержит материалы по контролю знаний и к аттестации, позволяющие определить соответствие результатов учебной деятельности обучающихся требованиям образовательного стандарта и учебно-программной документации по специальности. Данный раздел включает: список тем рефератов, вопросы к экзамену, перечень заданий для управляемой самостоятельной работы.

Вспомогательный раздел ЭУМК содержит: учебную программу по учебной дисциплине «Основы геотермии», перечень информационно-аналитических материалов.

ЭУМК по учебной дисциплине «Основы геотермии» предназначен для преподавателей, студентов, магистрантов, аспирантов, изучающих науки геологического профиля.

Дисциплина «Основы геотермии» раскрывает методологические и методические основы организации геологоразведочных работ, получения полевых материалов, оценки геологического строения недр на основании геофизических исследований для целей геотермического картирования, поиска мест наиболее благоприятных для практического освоения ресурсов высокоэнтальпийной и низкоэнтальпийной геотермальной энергии, изучения параметров теплового поля земных недр и на этой основе – оконтуривания месторождений геотермальной энергии.

В дисциплине «Основы геотермии» раскрываются методологические основы и общая теория фундаментальных и прикладных геотермических исследований.

1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ

КОНСПЕКТ ЛЕКЦИЙ

Настоящий конспект лекций, приведенный ниже содержит краткую информацию по данному предмету. Полный курс лекций приведен в учебном пособии В.И. Зуй «Основы геотермии», 2017: [электронный ресурс] / Электронная библиотека БГУ. – Режим доступа: <http://elib.bsu.by/handle/123456789/194213> . – Дата доступа 19.12.2019 г.

Презентации лекций по курсу доступны на сайте факультета географии и геоинформатики БГУ.

1.1 Введение. Становление и развитие дисциплины

Геотермия – наука о тепловом поле – одном из физических полей Земли, является разделом геофизики, изучающим историю развития и тепловой режим земных недр, формирующийся под влиянием внешних и внутренних факторов, а также внутрипланетарные тепловые процессы, природу источников тепла в ее недрах, распределение геотермических параметров в горных породах. Геотермия несет основную информацию о глубинных температурах, энергетическом балансе, фазовом состоянии различных геосфер, формах распространения (передачи) тепла внутри Земли, т.е. дает важнейшие сведения для понимания природы движущих сил тектонического развития. Она сравнительно недавно выделилась в самостоятельную науку со своими методами, используемыми при изучении геологического строения недр, поисках и разведке некоторых видов полезных ископаемых, оценке ресурсов подземного тепла.

Геотермия относится к сравнительно молодым наукам. Так, первые измерения температуры в скважине Прегны (Pregny) вблизи Женевы были выполнены в 1832 г., а первое определение плотности теплового потока – только в предвоенные годы прошлого столетия. Первая работа по корреляции теплового потока с радиоактивностью горных пород принадлежит Джойлю [Joly, 1909]. Методы геотермических исследований совершенствовались многими поколениями геотермиков мира в основном в послевоенные годы.

Геотермические съемки на суше проводят с конца XIX – начала XX в., на дне океанов – с середины XX в. Зарождение и развитие геотермии в СССР связано с именами Д.И. Дьяконова, И.Д. Дергунова, А.Н. Тихонова, Е.А. Любимовой, Ф.А. Макаренко, Р.И. Кутаса, В.В. Гордиенко и др.; за рубежом – Э. Булларда (Великобритания), Ф. Берча (США), Ж. Гогеля (Франция), С. Уэда (Япония) и др.

Регулярное изучение геотермических условий на территории бывшего СССР было начато в конце 50-х – начале 60-х гг. XX в. научными институтами Академии наук СССР. После распада СССР работы продолжают до настоящего времени научно-исследовательскими коллективами в России, Украине и Беларуси, других странах СНГ.

В Беларуси первая термограмма одной из скважин Припятского прогиба опубликована только в 1954 г. Заметный вклад в развитие геотермических исследований в республике внесли Г.В. Богомолов, Л.А. Цыбуля, П.П. Атрощенко, М.Д. Пархомов, В.Г. Левашкевич, В.И. Зуй и др. Начало изучению теплового поля в Беларуси положено относится к 1962–1970 гг. В последующие годы велись регистрация термограмм скважин, измерение тепловых свойств горных пород, определение плотности теплового потока по ним. В целом изученность региона до конца XX в. была недостаточной.

В геотермической литературе при описании теплового состояния земных недр встречаются понятия «тепловое поле», «геотермическое поле» и «геотемпературное поле». Мы будем употреблять термин «тепловое поле», когда необходимо выделить его среди других геофизических полей, например, магнитного, гравитационного, поля напряжений в массивах горных пород. Термин «геотемпературное поле» будет использоваться главным образом при рассмотрении распределения температуры в платформенном чехле в условиях ненарушенного состояния. Термин «геотермическое поле» имеет более общий смысл, при этом может пониматься как распределение температуры, так и плотности теплового потока в массивах горных пород.

Геотермические изыскания включают три основных направления: 1) определение параметров естественного геотермического поля для решения, прежде всего, тектонофизических задач; 2) выявление и оценку ресурсов геотермальной энергии; 3) разработку аппаратуры для геотермических исследований.

Геотермические аномалии теплового поля тесно связаны с геологическим строением и особенностями развития локальных геологических структур. Соляной тектогенез, развитый в большинстве глубоких осадочных бассейнов, вызывает значительную дифференциацию параметров теплового поля вблизи соляных валов, куполов и криптодиapiroв. Сходная ситуация наблюдается и вблизи активных разломов в земной коре.

Геотермические методы изучения используются при поисках месторождений ряда полезных ископаемых на суше. Во второй половине XX в. получили развитие геотермические исследования в акваториях озер, морей и океанов.

Аномалии повышенных значений температуры, геотермического градиента и теплового потока отмечены над месторождениями углеводородов, в частности нефти, газоконденсата и газа. Имеются сведения и о повышении температуры над неглубоко залегающими толщами каменного угля. Повышенные значения температуры недр привлекают внимание для поиска структур, пригодных для разработки ресурсов геотермальной энергии.

Солнечное тепло распространяется лишь в самом верхнем слое горных пород. Суточные колебания температуры воздуха в припочвенном слое (рис. 1.1) проникают вглубь только на 1,2–1,5 м; годовые – распространяются до 20–30 м и в редких случаях глубже.

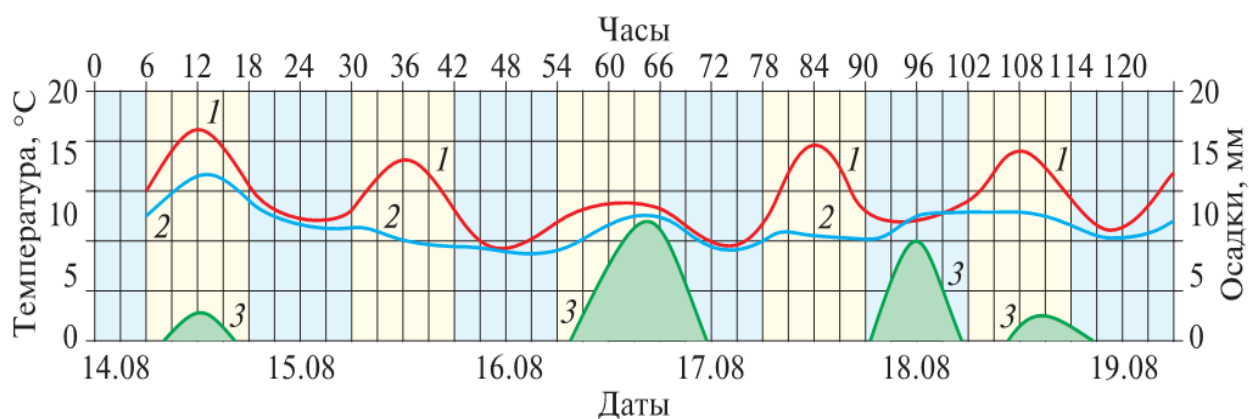


Рисунок 1.1. Суточные изменения температуры приземного слоя воздуха на высоте 2 м в Минске в августе 2016 г.: 1 – температура, °C; 2 – точка росы, мм; 3 – осадки, мм

Солнечное тепло, поступающее на верхнюю границу атмосферы Земли, оценивается в 342 Вт/м^2 . Альбедо – диффузная отражательная способность поверхности Земли – около 30 %. Из остающихся 70 % радиационной солнечной энергии 19 % поглощается атмосферой и 51 % распределяется между поверхностью океана (38 %) и сушей (13 %). Полученное Землей тепло преобразуется в более длинноволновое излучение, нагревающее ее геосферы, а затем практически полностью (до 98 %) излучается обратно в космос. Лишь около 2 % этой энергии расходуется на разрушение коренных пород земной коры и превращение их в осадочные отложения либо накапливается в органическом веществе и горючих полезных ископаемых. Солнечная энергия в очень малой степени сохраняется на земной поверхности и в еще меньшей степени проникает в земные недра.

Ниже зоны распространения годовых колебаний температуры имеет место регулярное увеличение температуры с глубиной, указывающее на существование источников тепла в недрах. Поток тепла, поступающий к земной поверхности, рассеивается в космическое пространство. Тепловая мощность, теряемая Землей, эквивалентна $2,5 \cdot 10^{13} \text{ Вт}$, что в 30 тыс. раз превышает мощность всех электростанций мира и в 4000 раз меньше, чем количество тепла, получаемое Землей от Солнца. Земля постоянно теряет тепло, уходящее в космическое пространство. Его поток из недр, зависящий от тепловых свойств горных пород так называемого глубинного теплового потока, циркуляции подземных вод и ряда других факторов, достигая земной поверхности, рассеивается в атмосферу и в космическое пространство. Оценено, что усредненный по времени и по поверхности Земли тепловой поток составляет:

поглощаемый земной поверхностью $168\text{--}324 \text{ Вт/м}^2$;
излучаемый ею – до $350\text{--}390 \text{ Вт/м}^2$.

Тепловой поток из недр тесно связан с геолого-тектоническими условиями блоков земной коры, и редко выходит за пределы $20\text{--}100 \text{ мВт/м}^2$. На кристаллических щитах плотность теплового потока снижается до $20\text{--}40 \text{ мВт/м}^2$, на платформах он увеличивается до $50\text{--}60 \text{ мВт/м}^2$, а в активных зонах (срединно-океанические рифты, районы современного орогенеза) – до $70\text{--}80$ и

даже до нескольких сотен мВт/м². По имеющимся оценкам средние значения потока по континентам и океанам близки.

Температуру земных недр на суше определяют при измерениях электрическими термометрами в буровых скважинах, шахтах, тоннелях. Специальная аппаратура используется для геотермических измерений в дне морей и океанов. Глубина, до которой возможна регистрация температуры на суше, ограничена глубинами бурения. Максимально достигнутые глубины скважин – 10–12 км. Ниже температуру горных пород можно оценить лишь косвенно.

Геотермические исследования важны для различных теоретических и прикладных направлений геологического изучения земных недр, для обоснования различных гипотез происхождения Земли. Они необходимы для применения при поисках и разведке месторождений углеводородов и других полезных ископаемых, а также для использования подземного тепла.

Исследования последних десятилетий показали, что тепловая энергия в мантии является основным механизмом, движущим литосферные плиты от срединно-океанических рифтов к зонам субдукции. Вследствие этого геотермию стали рассматривать как один из геодинамических разделов геофизики. Кроме того, тепло, содержащееся в горных породах, является источником геотермальной энергии, освоение которого ведется на протяжении десятилетий.

В 60-х гг. XX в. зародилась теория тектоники плит, стимулировавшая изучение теплового потока на континентах и в океанах, тогда были начаты систематические геотермические исследования в мире. В 1963 г. для объединения усилий исследователей разных стран была создана Международная комиссия по тепловому потоку.

Геотермия предоставляет количественную информацию для моделирования геодинамических процессов в земных недрах и их энергетике.

Быстро развивающееся направление геотермальной энергетики требует от современного инженера-геолога более глубоких знаний по практическому освоению этого возобновляемого природного ресурса.

1.2. Цели и задачи предмета

Цель изучаемого предмета – дать в сжатой форме сведения о параметрах геотермического поля в пределах различных блоков земной коры, ходе и направленности тепловых процессов, протекающих в недрах планеты, их проявлении в доступных бурению горизонтах земной коры. Основная задача – предоставить в компактном виде накопленную по геотермическим исследованиям информацию, включая последние достижения за 10–20 лет, учитывающие отечественный и зарубежный опыт.

Как отмечалось, геотермические исследования можно разделить на теоретические, прикладные, аппаратурно-методические и региональные.

Теоретические исследования направлены на изучение формирования теплового поля планеты, механизмов теплопередачи в горных породах,

тепловой конвекции в недрах Земли, геодинамической эволюции литосферных плит и др.

Прикладные - ориентированы на применение геотермического метода: при поисках и разведке отдельных видов месторождений полезных ископаемых, оценке ресурсов геотермальной энергии, выявление затрубной циркуляции флюидов и т. п.

Для большинства проводимых научных изысканий геотермическая аппаратура большими сериями промышленностью не производится. Поэтому аппаратурно-методическое направление связано с разработкой геотермических приборов и аппаратуры для исследований на суше, в морях и океанах, а также приборов для лабораторных исследований (определение тепловых свойств горных пород, радиоактивных элементов в горных породах и др.).

Региональные исследования позволяют выявить закономерности распределения геотермических параметров в обширных регионах. Они тесно связаны с геотермической съемкой, выявлением геотермических аномалий повышенного и пониженного теплового потока, в том числе в пределах глубоких осадочных бассейнов с развитой соляной тектоникой и другими геолого-структурными неоднородностями, с составлением геотермических карт.

1.3. Гелиотермозона и геотермозона

Тепловое поле земных недр формируют внутриземные и внешние процессы. Внешним источником является солнечная радиация, при этом глубина проникновения ее суточных колебаний – приблизительно 0,9–1,2 м, она распространяется только на почву и подпочвенный слой, а глубина проникновения сезонных колебаний достигает 15–30 м. Сезонные колебания в зависимости от ряда факторов могут достигать глубины 50 м, иногда больше.

В гелиотермозоне на глубине нейтрального слоя, круглогодично держится температура, не зависящая от ее сезонных колебаний на земной поверхности, а от широты местности. В средних широтах - приблизительно от +6 до +12 °С. Ниже происходит монотонное увеличение температуры с глубиной (геотермозона) не зависящей от ее сезонных изменений на земной поверхности.

Здесь с каждые 100 м глубины она повышается приблизительно на 3 °С, что вызвано внутренними источниками тепла в горных породах, такими как распад долгоживущих радиоактивных изотопов, гравитационная дифференциация вещества, приливное трение, метаморфизм и фазовые переходы. Из них главным большинство ученых считают распад U, Th, K.

В гелиотермозоне амплитуда сезонных колебаний температуры изменяется по величине и фазе быстро уменьшаясь с глубиной. Характер сезонных колебаний температуры в приповерхностной части геологического разреза зависит от широты местности, климатической зоны, наличия водоупоров и др.

В средних широтах температура на земной поверхности может колебаться приблизительно от –30 °С зимой до +30 °С летом. Поэтому при регистрации термограммы форма кривой в пределах гелиотермозоны будет зависеть от сезона года, в течение которого выполнялись скважинные измерения, рис. 1.2.

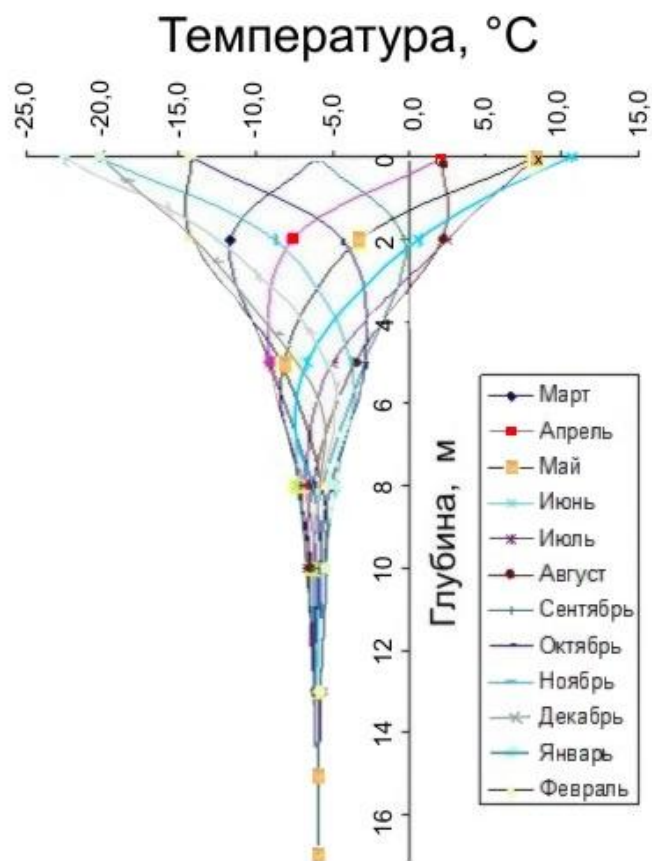


Рисунок 1.2. Термограммы в гелиотермозоне в течение года в данном случае глубина проникновения температурной волны в горные породы - до 17 м

Темп нарастания температуры с глубиной в геотермозоне (рис. 1.3) определяется рядом факторов: теплопроводность горных пород, их проницаемость, генерация тепла за счет распада радиоактивных элементов и др.

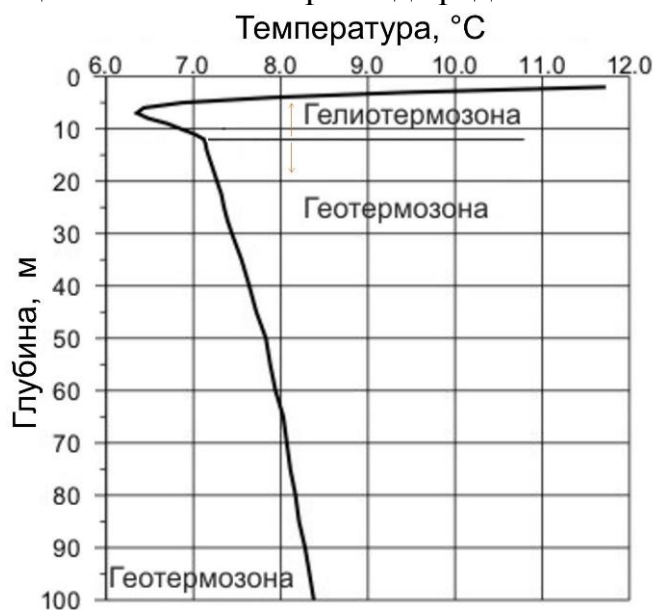


Рисунок 1.3. Выделение гелиотермозоны и геотермозоны на термограмме скважины Булавки-41 (Оршанская впадина)

1.4. Виды теплопередачи. Основные геотермические параметры

Понятия «геотермический градиент», «коэффициент теплопроводности», «коэффициент температуропроводности», «коэффициент теплоемкости», «плотность теплового потока», «величина теплогенерации» можно объединить под названием – «геотермические параметры».

Теплопередача (или теплообмен) представляет собой один из способов изменения внутренней энергии тела (или системы тел), при этом внутренняя энергия одного тела переходит во внутреннюю энергию другого тела без совершения механической работы.

Теплообмен между двумя средами происходит через разделяющую их твердую поверхность или границу раздела между ними. Теплота способна переходить от более нагретого тела с высокой температурой к менее нагретому. В горных породах Земли существует несколько видов теплопередачи, так как ее оболочки имеют различную температуру, фазовое состояние и химический состав.

1.5. Кондуктивная передача тепла

Явление теплопроводности заключается в том, что кинетическая энергия атомов и молекул, определяющих температуру тела, передается другому телу при их взаимодействии или из более нагретых частей тела к менее нагретым. При этом в любом теле либо горной породе в направлении оси x возникает тепловой поток q_x (рис. 1.4). Физический механизм передачи энергии – взаимодействие частиц, обладающих разным запасом энергии (разной температурой), в результате которого их энергии выравниваются.

Согласно закону Фурье, количество теплоты dq_t (Дж), проходящее через элемент изотермической поверхности dF за промежуток времени $d\tau$, пропорционально градиенту температур dT/dx , а поток тепла $dq_t = -\lambda(dT/dx)dF d\tau$. Здесь λ – коэффициент теплопроводности тела, Вт/(м · К).

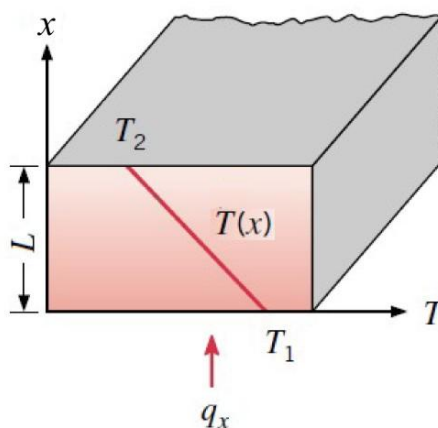


Рисунок 1.4. Кондуктивная передача тепла:

T – температура тела; q_x – тепловой поток; L – длина интервала.

На практике при регистрации термограмм в скважинах в подавляющем большинстве случаев фиксируют проявление кондуктивной передачи тепла, темп ее изменения с глубиной отражается кривой геотермического градиента. На рис. 1.5 приведена кривая геотермического градиента по скважине 966г, расположенной в окрестностях г. Солигорска, Припятский прогиб.

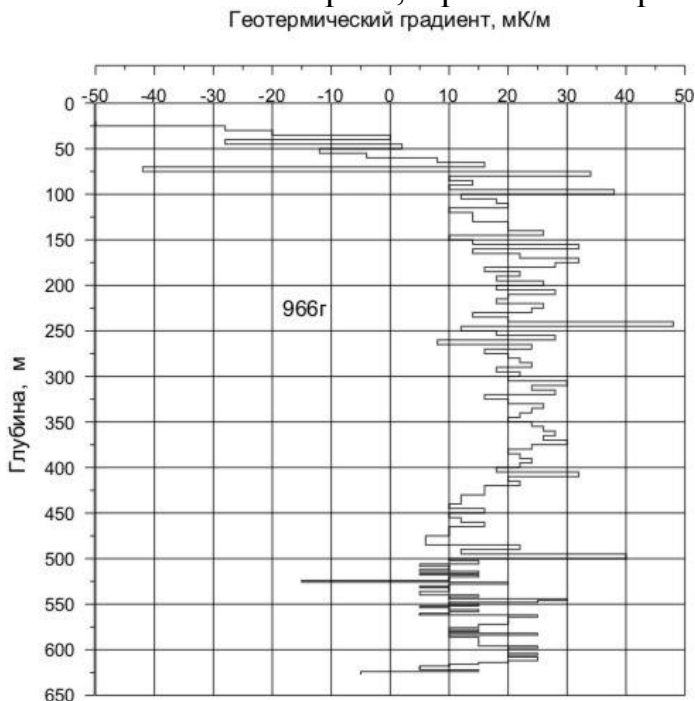


Рисунок 1.5. Геотермический градиент по скважине 966г, северо-западная часть Припятского прогиба

В верхней части геологического разреза (в зоне активного водообмена) идет монотонное нарастание геотермического градиента с глубиной. Водоупором, залегающим ниже зоны пресных вод, является глинисто-мергельная толща и в этом интервале глубины значения градиента колеблются вокруг 20 мК/м в зависимости от наличия пропластков разного литологического состава. Ниже глинисто-мергельной толщи залегает высокотеплопроводная каменная соль с пропластками терригенного материала. Геотермический градиент в ней снижается до средних значений 15 мК/м.

Коэффициент теплопроводности λ численно равен количеству тепла, прошедшего через единицу площади за единицу времени при градиенте температуры, равном единице (площадка dS , через которую происходит передача тепла, перпендикулярна оси x его распространения). В СИ его размерность - Вт/(м · К), иногда используют размерности Вт/(см · К), а в публикациях до 1990 г. — в старой системе единиц — кал/(см · с · К). Коэффициент теплопроводности горных пород зависит от температуры.

Анизотропия сил связи в кристаллах породы приводит к анизотропии коэффициента теплопроводности. Это можно показать на примере кристалла кварца (рис. 1.6) - минерала, входящего в состав многих горных пород.

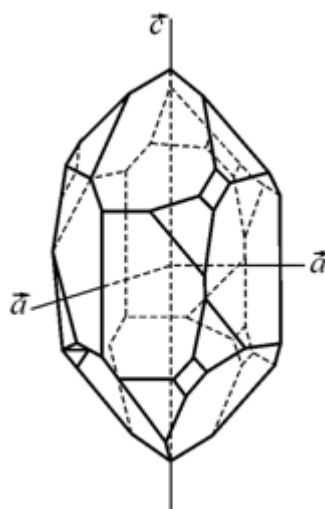


Рисунок 1.6. Изображение кристалла кварца и направления в нем осей

В табл. 1.1 представлены данные о коэффициенте теплопроводности по направлению, параллельному оси c , и по перпендикулярному к ней направлению.

Таблица 1.1

Теплопроводность кристалла кварца (λ Вт/м · К) по различным направлениям

Направление	Температура, °С			
	+100	0	-78	-100
Параллельно оси c	3,223	4,898	7,032	17,623
Перпендикулярно оси c	2,009	2,595	3,642	8,832

Коэффициент теплопроводности кварца вдоль гексагональной оси c приблизительно вдвое выше его значений в направлениях, перпендикулярных оси c . С понижением температуры коэффициент теплопроводности возрастает.

У минералов тепловые свойства зависят от химического состава кристаллов и кристаллографических направлений. У кристалла кварца значения главных осевых теплопроводностей монокристалла составляют $\lambda_c = 10,8$ Вт/(м · К); $\lambda_a, \lambda_b = 6,1$ Вт/(м · К). Они также зависят от того, в каком направлении вырезан испытуемый образец из монокристалла кварца: перпендикулярно, параллельно либо под углом к его главной оси.

Коэффициент теплопроводности для плавленого кварца значительно ниже и приближается к таковому для стекол, а для монокристалла кварца он на 1–1,5 порядка выше.

Все сказанное относится к решеточной (фононной) части теплоемкости твердого тела, свойственной неметаллическим кристаллам. В металлах в переносе тепла, кроме атомов кристаллической решетки, участвуют еще и свободные электроны, которые также являются носителями электрического заряда, обеспечивая высокую электропроводность металлов. В чистых металлах основные носители тепла – это именно свободные электроны. При достаточно

высоких температурах металлов решеточная компонента составляет всего 1–2 % от электронной теплопроводности. Этим объясняется высокая теплопроводность чистых металлов по сравнению с диэлектриками. Например, у алюминия при комнатной температуре коэффициент теплопроводности $\lambda = 226 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$, что приблизительно на два порядка больше, чем у кварца.

1.6. Конвективный теплоперенос

Под конвекцией понимают процесс переноса энергии в форме теплоты при перемещении объемов жидкости или газа (текучей среды) в пористых либо трещиноватых горных породах из области с одной температурой в область с другой температурой.

Такой перенос теплоты неразрывно связан с переносом самой среды. Конвекция возможна только в текучей (фильтрующейся) среде. Конвективный теплообмен применительно к горным породам – это перенос теплоты (точнее, передача энергии в форме теплоты) в неравномерно нагретой жидкой либо газообразной среде, обусловленный конвективным движением этой среды и ее теплопроводностью и осуществляющийся вследствие движения среды. Он определен совместным действием двух механизмов переноса тепла – собственно конвективного переноса и теплопроводности.

В случае конвективного теплопереноса распространение тепла в пространстве осуществляется при перемещении текучей среды (фильтрации подземных вод, рассолов, нефти, газа) в пористой либо трещиноватой горной породе из области с более высокой температурой в область с меньшей температурой.

1.7. Перенос тепла излучением

Тепловое излучение – это электромагнитное излучение с непрерывным спектром, испускаемое нагретыми телами. Примером теплового излучения является тепло и свет от лампы накаливания.

Тепловое излучение представляет собой излучение нагретых тел и определяется только температурой и свойствами этих тел. Чтобы атом начал излучать электромагнитные волны или фотоны, ему надо сообщить определенное количество энергии. Для непрерывного излучения необходим приток энергии извне. При тепловом излучении потеря энергии компенсируется за счет энергии теплового движения атомов или молекул, т. е. внутренней энергии вещества. Здесь имеет место постоянный переход внутренней энергии в энергию возбуждения атомов, а затем энергия возбуждения преобразуется в энергию электромагнитных волн или фотонов (энергию излучения).

Чем выше температура, тем больше энергия теплового движения частиц и больше энергия излучения. Согласно закону Стефана – Больцмана энергия излучения абсолютно черного тела пропорциональна абсолютной температуре в четвертой степени. Роль теплообмена излучением в процессах переноса теплоты возрастает с ростом температуры тела или среды. Излучение

характеризуется длиной волны λ или частотой ν , эти две характеристики связаны зависимостью $\lambda\nu = c$, где c – скорость света.

В природе процессы распространения теплоты (теплопроводность, конвекция и тепловое излучение) часто происходят совместно. Совместный процесс переноса теплоты конвекцией и теплопроводностью называется *конвективным теплообменом*. Процессы теплопроводности и конвективного теплообмена могут сопровождаться теплообменом излучения. Теплообмен, обусловленный совместным переносом теплоты излучением и теплопроводностью, называется *радиационно-кондуктивным теплообменом*.

1.8. Механизмы теплопроводности в Земле

Внутреннее строение Земли неоднородно. Если бы Земля была однородным телом, то сейсмические волны не отражались бы от границ раздела слоев, распространялись бы с одинаковой скоростью, прямолинейно. В действительности же скорость волн неодинакова и изменяется скачкообразно.

Резкое изменение скорости сейсмических волн на глубинах около 60 и 2900 км позволило сделать вывод о скачкообразном увеличении плотности вещества Земли и выделить три ее части – литосферу, мантию и ядро. Так, на глубине около 60 км скорость волн неожиданно увеличивается с 5 до 8 км/с. На глубине 2900 км она возрастает до 13 км/с, затем вновь падает до 8 км/с. Ближе к центру Земли зафиксировано возрастание скорости продольных волн до 11 км/с. Поперечные сейсмические волны проникают до глубины примерно 4000 км и затухают, что свидетельствует о том, что ядро Земли также неоднородно по плотности: внешняя его часть жидкая, а внутренняя представляет собой твердое тело (рис. 1.7).

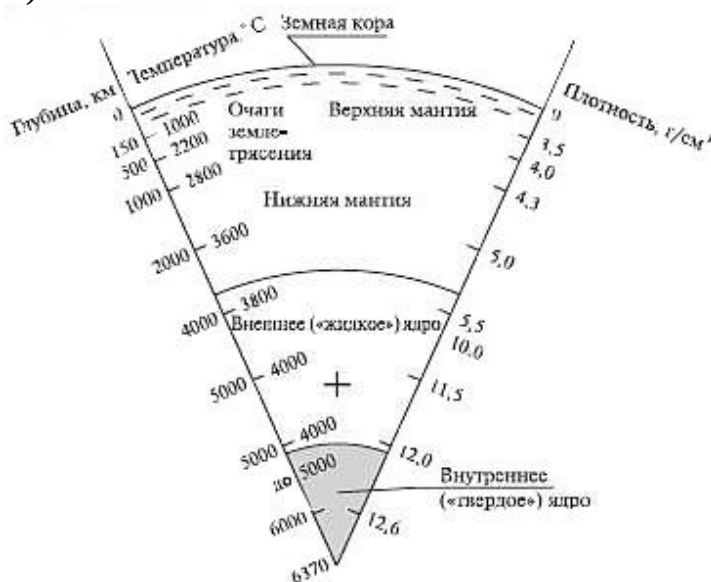


Рисунок 1.7. Внутреннее строение Земли

Температура в центре ядра по разным оценкам достигает приблизительно 6000–6200 °C. Это вызывает распространение тепла от внутренних оболочек планеты к ее поверхности.

Поскольку земное ядро, составляющее 32 % от массы планеты и залегающее под мантией на глубине около 2891 км, недоступно непосредственному изучению, то его состав достоверно неизвестен, он может быть оценен по косвенным данным. Видимо, наиболее близкими веществу ядра могут быть железные метеориты, представляющие собой фрагменты ядер астероидов и протопланет.

По сейсмическим данным оценен размер ядра (3485 км). Поскольку плотность ядра примерно на 5–10 % меньше, чем плотность сплавов «железо – никель», то предполагается, что оно содержит больше легких элементов, чем железные метеориты. Среди вероятных элементов – Fe, Ni, FeO/FeS.

В земном ядре может существовать металлическая проводимость, для которой выполняется закон Видемана – Франца. Этот физический закон утверждает, что для металлов отношение коэффициента теплопроводности (либо тензора теплопроводности) K к удельной электрической проводимости (либо тензору проводимости) σ пропорционально температуре

$$K/\sigma = LT$$

Этот закон открыт в 1853 г. немецкими учеными Г. Видеманом (1826–1899) и Р. Францем (1827–1902). На основании экспериментальных данных было установлено, что для различных металлов при одинаковой температуре отношение K/σ практически не изменяется.

Исходя из закона Видемана – Франца теплопроводность ядра Земли можно вычислить по данным об его электропроводности. Для силикатной же оболочки Земли нельзя применить закон Видемана – Франца, здесь теплопроводность уже зависит от температуры, давления и химического состава. Для горных пород литосферы основную роль в передаче тепла играет решеточная часть теплопроводности.

В твердых телах, в отличие от жидкостей и газов, невозможна конвекция (передача тепла потоками нагретого вещества), поэтому перенос тепла осуществляется только за счет колебаний кристаллической решетки или с точки зрения квантовой теории – за счет движения фононов.

При высоких температурах в недрах Земли (больше +1200 °C) становятся существенными два других механизма теплопередачи: радиационный и экситонный. Радиационная теплопроводность ничтожно мала на глубинах до 100–200 км и сравнима с фононной теплопроводностью на больших глубинах, превосходя ее в верхней мантии, но убывая в нижней мантии из-за роста поглощения излучения веществом.

Для изучения теплового потока и в других практических геологических задачах наибольший интерес представляет фононная теплопроводность пород. Два же других вида теплопроводности важны при изучении термической истории Земли как планеты.

1.9. Данные, получаемые из термограмм скважин

При описании геотермического поля важным параметром является температура T воды, грунта, а также любого слоя горной породы. Однако дать исчерпывающую характеристику геотермического поля недр, описав его только

одной температурой, невозможно, поскольку температура зависит как от глубины залегания пластов горных пород, так и от широты, а иногда и от альтитуды местности. Например, в экваториальных зонах при умеренных альтитудах не встречается мерзлый грунт, за исключением вершин гор, тогда как в зонах многолетней мерзлоты это повсеместное явление, здесь зона мерзлоты может распространяться до глубины 700–1000 м. Поэтому, чтобы нормировать температуру по глубине, введено понятие геотермического градиента ($\text{grad } T$).

Геотермический градиент характеризует темп роста температуры при изменении глубины на 1, 100 либо на 1000 м и измеряется в мК/м, $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$, $^{\circ}\text{C}/1000 \text{ м}$. Величина, обратная геотермическому градиенту, – это геотермическая ступень. Она показывает, на каком интервале глубины температура увеличивается на 1°C . Обычно она измеряется как м/ $^{\circ}\text{C}$.

Изучая вертикальную изменчивость градиента по стволу скважины, можно расчленить ее геологический разрез, поскольку слои имеют разную теплопроводность λ . При постоянном тепловом потоке это приводит к изменению градиента в каждом слое.

При наличии техногенных нарушений, например, вызванных закачкой газа в подземное хранилище либо при отсутствии герметичности обсадной колонны, термограмма и геотермический градиент имеют вид, как показано на рис. 1.8. Данные по интервалу с нарушенной термограммой и геотермическим градиентом не могут быть использованы для определения плотности теплового потока или расчленения толщ геологического разреза по геотермическому градиенту.

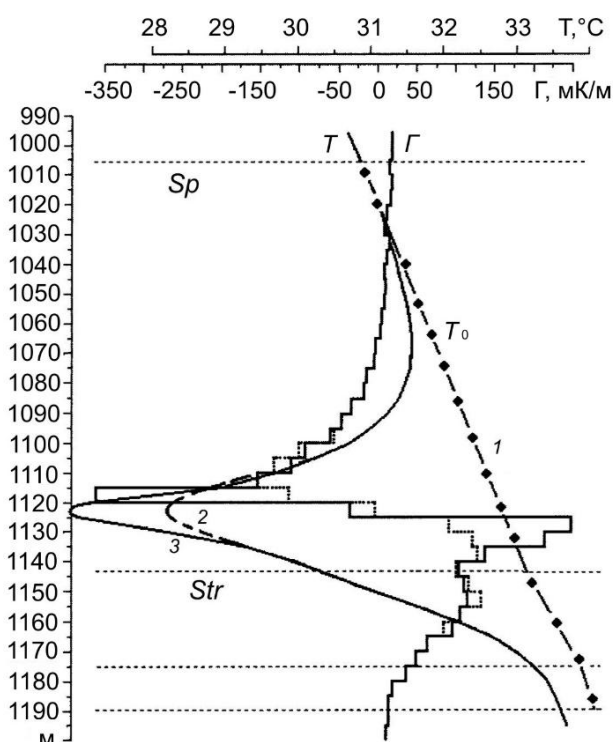


Рисунок 1.8. Термограммы и геотермический градиент спановских (Sp) и страдечских (Str) отложений в скважине 26-к Прибугского подземного

хранилища газа (Подляско-Брестская впадина), зарегистрированные в разное время:

1 – 1998 г.; 2 – апрель 2009 г.; 3 – ноябрь 2009 г.: T_0 – ненарушенная термограмма; T – нарушенная термограмма перетоком газа; G – градиентограмма [Левашкевич, 2013]

Как отмечалось, знание геотермического градиента и коэффициента теплопроводности необходимо для корректного определения плотности теплового потока. Тепловой поток рассматривается в геотермии как наиболее информативный параметр, позволяющий судить о тепловом режиме земных недр на изучаемых интервалах глубины. Тепловой поток – векторная величина, имеющая, в отличие от скалярной температуры, также и направление.

1.10. Геотермические приборы и аппаратура

Скважинные термометры. При самых первых измерениях температуры в скважинах использовали «заленивленные», или «максимальные», ртутные термометры (этот принцип использован в медицинских термометрах). Термометры заключали в металлическую гильзу с теплоизолирующим слоем, затем спускали в скважину на заданную глубину на тросе или на штангах. Теплоизоляция при спуске «заленивленных» термометров предохраняла снижение показаний ртутного термометра при его подъеме из скважины.

Ртутные термометры давали только одно показание температуры за один спуск в скважину. При этом точность измерений была низкая, имели место стряхивания столбика ртути при соприкосновении гильзы термометра со стенками скважины. Эти приборы были вскоре вытеснены электрическими термометрами.

В СССР в течение ряда лет производственные организации применяли аналоговые термометры с невысоким разрешением, например, промышленно выпускался электротермометр ЭТМИ. На смену им пришли первые цифровые термометры типа ТЭГ. Погрешность производственных термометров обычно составляет $\pm 0,2\text{--}0,5$ °С.

Регистрация термограммы выполняется, в отличие от других видов каротажа, при непрерывном спуске прибора с заданной скоростью от устья скважины к ее забою. При выполнении термокаротажа в глубоких скважинах используют каротажные подъемники с усиленным стальными проволоками прочностью на разрыв до 4–6 т кабелем (например, КТБ-6, выдерживающем на разрыв до 6 т), размещенным на механической лебедке с приводом от двигателя автомобиля при глубине спуска несколько тысяч метров. Спуск и подъем скважинного зонда на кабеле может осуществляться с помощью ручной лебедки на глубину не более первых сотен метров.

Для проведения научных исследований требуется снизить погрешность регистрации температуры и увеличить чувствительность скважинных зондов до сотых долей градуса. Непрерывную запись термограммы заменяют дискретным спуском с заданным шагом по глубине и точечными измерениями температуры.

В целях расчленения геологического разреза в скважинах по геотермическому градиенту, а также для определения интервальных значений

теплового потока необходимо применение скважинных термометров с погрешностью измерения температуры $\pm 0,02\text{--}0,03$ °С. Для этого используют датчики с высокой крутизной преобразования регистрируемой температуры в электрический сигнал.

Для измерений электротермометром применяют термозависимые полупроводниковые либо металлические резисторы, входящие в состав зонда, спускаемого в скважину на электрическом кабеле, значительно реже – термопары, образованные спаем двух разнородных металлов, например, «медь – константан». Сигнал, несущий информацию об измеренном электрическом сопротивлении скважинным зондом, передается на поверхность по кабелю.

В качестве металлического термочувствительного элемента используют медную либо платиновую изолированную проволоку диаметром 0,05 мм, смотанную в жгутик. В ряде случаев термочувствительным элементом служит металлическое напыление, например, алюминия либо платины, на кремниевую подложку. Металлические термодатчики обладают линейной зависимостью изменения их электрического сопротивления от температуры, однако крутизна преобразования температуры в электрическое сопротивление при этом низкая. Чувствительность по температуре может достигать 0,01 °С. Схематично процесс регистрации температуры в скважине представлен на рис. 1.9.

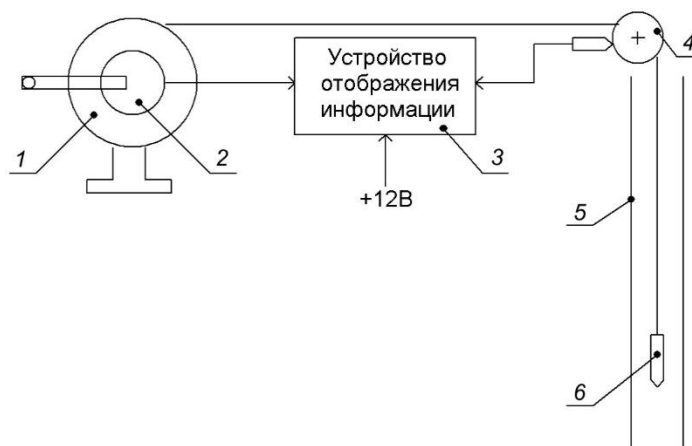


Рисунок 1.9. Принцип регистрации термограмм скважинным термометром:

1 – ручная либо машинная лебедка; 2 – щеточный узел (коллектор); 3 – устройство отображения информации; 4 – блок-баланс с датчиком глубины погружения; 5 – стенка скважины; 6 – скважинный зонд

В последние годы для регистрации температуры в скважинах используют цифровые скважинные термометры различных конструкций, чувствительность которых при регистрации температуры может достигать либо превышать 0,01 °С.

Каждый изготовленный термометр градуируют в термостате в нескольких точках проектного диапазона измерений температуры. В качестве эталонов температуры обычно используют ртутные термометры типа ТР-1 с ценой деления 0,01 °С. Таблицу зависимости температуры T от текущего значения сопротивления металлического термодатчика R определяют из соотношения $T = AR + B$, где A и B – постоянные коэффициенты.

В цифровом термометре обычно используют двухпроводную схему, по которой подается питание к скважинному зонду и выдается цифровой сигнал на регистратор об измеряемой температуре. Отсчет температуры выполняется в градусах Цельсия. Она отображается на цифровом индикаторе.

Зонды для морских геотермических исследований. Созданием геотермических зондов для исследований в морях, океанах, озерах в 50-е гг. XX в. занимались многие страны: США, Канада, Япония, Россия, Франция, Германия и др.

Первый электрический зонд был использован для морских геотермических исследований в 1956 г. Э. Буллардом, А. Максвеллом и К. Ревеллом. Для его изготовления применяли трубу длиной 5 м и диаметром 25 мм, внутри которой две медь-константановые термопары имели тепловой контакт с металлом на верхнем и нижнем концах трубы. Трубу заполняли трансформаторным маслом, имеющим высокие электроизоляционные свойства. Спаи термопар фиксировали ЭДС между «горячим» и «холодным» концами, что позволяло регистрировать разность температуры и вычислять геотермический градиент. Теплопроводность донных илов определяли в лаборатории на палубе после извлечения их из отдельного пробоотборника. Время измерения температуры составляло 40–50 мин из-за тепловой инерционности зонда.

Впоследствии был разработан зонд Юинга, где датчики температуры находились в тонких трубках (от 3 до 6 шт.), вынесенных за внешнюю стенку грунтовой трубы, что снижало тепловую инерционность и позволяло выполнять одновременно отбор донных илов. Для измерения температуры уже было достаточно 5–10 мин.

Морской зонд Листера имел 12 терморезисторных датчиков, из которых верхний и нижний использовались для регистрации разности температуры (на базе 2 м), а остальные служили для определения коэффициента теплопроводности донных илов. Этот зонд уже имел цифровой регистратор.

В СССР с 60-х гг. XX в. также создавались геотермические зонды для морских и озерных исследований: в Институте радиоэлектроники АН СССР совместно с Институтом физики Земли (ИФЗ); Геологическом институте АН СССР; Институте геологии и геофизики СО АН СССР в Новосибирске и др. В Институте физики Земли АН СССР создан серийный зонд ПТГ, претерпевший несколько модификаций. Им выполнялись измерения в Арктике, на оз. Байкал и др. В Институте геофизики СО РАН разработана аппаратура для изучения теплового потока через дно морей и озер. Зонд, состоящий из пяти терморезисторных датчиков температуры, применялся при измерениях в западной части Черного моря, им выполнено более 200 определений теплового потока, а также на оз. Байкал.

В 1985 г. в Куйбышевском политехническом институте был создан первый геотермический зонд «ГЕОС-1. Постоянное усовершенствование системы «ГЕОС» проводилось разработчиками этого прибора научно-производственным предприятием «ПАЛС» (Самара).

Погружной модуль-зонд «ГЕОС-М» состоит из закрепленных на несущей штанге двух измерительных линий – линии измерения температуры и геотермического градиента и линии измерения теплопроводности, а также

герметичного контейнера, содержащего электронный блок опроса датчиков и инклинометр для определения угла отклонения оси зонда, внедренного в дно, от вертикального положения с точностью $\pm 1^\circ$, рис. 1.10.



Рисунок 1.10. Зонд «ГЕОС-М» перед спуском на дно моря

1.11. Методы и аппаратура для измерения тепловых свойств

Тепловые свойства горных пород обычно измеряют экспериментально в лабораторных условиях, однако в ряде случаев – и в пластовых условиях (*in situ*). Методы *in situ* обычно используются при изучении теплового потока в дне морей.

Для определения тепловых свойств образцов керна, поднятых из скважин, применяют лабораторный эксперимент. В зависимости от задаваемых в эксперименте граничных условий экспериментальные методы делятся на две основные группы: стационарные и нестационарные.

В основе стационарных методов лежит использование системы «нагреватель – образец – холодильник». Измерения проводятся при стационарном тепловом режиме, когда количество тепла, сообщаемое образцу нагревателем, точно соответствует количеству тепла, передаваемого образцу, и равно отводимому теплу из образца в холодильник (рис. 1.11).

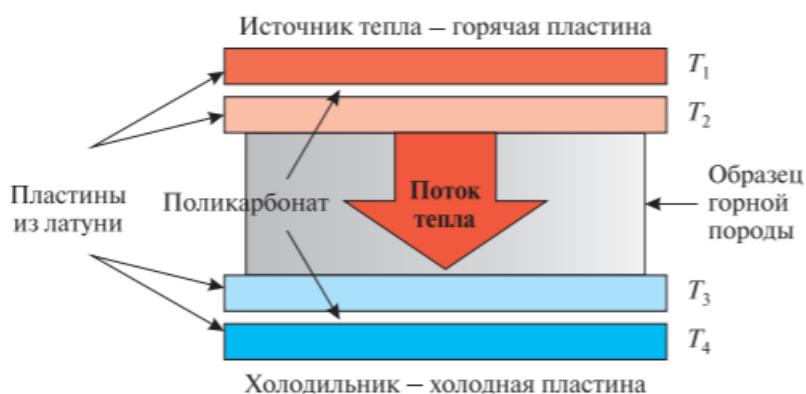


Рисунок 1.11. Принцип действия прибора для определения теплопроводности образца горной породы по методу разделенного стержня

Одним из наиболее популярных стационарных методов является метод разделенного стержня (divided bar method). Зная количество тепла Q , размеры образца и температуры T_2 и T_3 на поверхностях, прилегающих к нагревателю и холодильнику соответственно, после наступления стационарного режима можно вычислить значение λ плоского образца из соотношения

$$\lambda = Qx/S(T_2 - T_1),$$

где S – площадь пластины; x – расстояние между нагревающейся и охлаждающейся поверхностями. Точность определения теплопроводности зависит от идеальности теплового контакта между образцом и нагревателем или холодильником. На этом принципе был основан прибор ИТ-3, изготавливаемый в СССР

Для изучения измерения коэффициента теплопроводности в диапазоне монотонного увеличения температуры от комнатной до +400 °С в СССР был разработан прибор ИТ- λ -400.

1.12. Картирование геотермического поля

Геотермическая изученность Беларуси. Построение геотемпературных карт опирается на зарегистрированные в изучаемом регионе термограммы. В отличие от других геофизических полей (например, гравитационного и магнитного) детальность изучения геотермического поля ниже. Разбуренность геологических структур Беларуси неравномерна. Плотная сеть скважин имеется в пределах промышленных месторождений полезных ископаемых и редкая – в пределах территорий, на которых они не выявлены. Некоторое исключение составляют мелкие скважины для питьевого водоснабжения.

Наиболее плотная сеть изученных скважин находится в Припятском прогибе. В пределах Прибугской структуры на границе с Польшей геотермические измерения выполнены в десятках скважин, сосредоточенных на небольшой Прибугской площади (около 4×9 км), на остальной же территории этой впадины лишь немногие скважины были доступны для измерений. В границах Оршанской впадины, а также Белорусской антеклизы и ее седловин изучение большинства скважин завершено в зоне активного водообмена.

Распределение температуры на глубине 100 м. Наибольшее количество данных о температуре можно получить по термограммам для глубины 100 м, зарегистрированным в скважинах Беларуси. Распределение температуры на этой глубине приведено на рис. 1.12.

Изотермы в пределах страны проведены путем интерполяции, а за ее границами – путем экстраполяции, где их конфигурация требует уточнения. Температурное поле на глубине 100 м имеет контрастный вид. Отчетливо прослеживаются региональные и локальные аномалии, температура в пределах которых изменяется в диапазоне от +7 до +11,5 °С. На конфигурацию изотерм, в северной зоне Припятского прогиба, накладывает отпечаток малое количество надежных термограмм, где в верхних частях разреза имелись бы достоверные данные по температуре на рассматриваемой глубине.

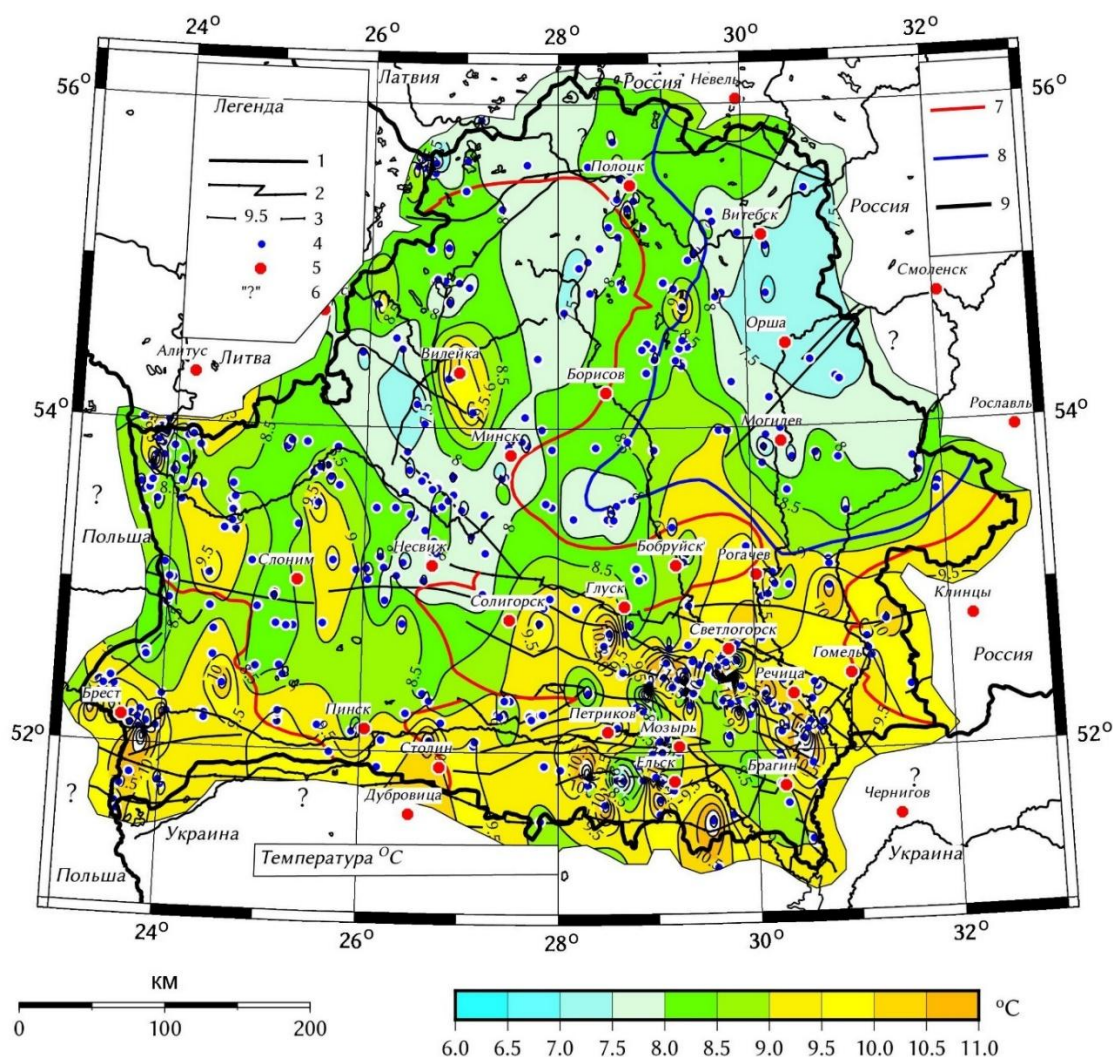


Рисунок 1.12. Предварительная карта распределения температуры в пределах Беларуси и прилегающих районов на глубине 100 м:

1, 2 – суперрегиональные и региональные разломы на поверхности фундамента; 3 – изотермы, °C; 4 – изученные скважины; 5 – населенные пункты; 6 – территории, прилегающие к границам Беларуси, где отсутствовали термограммы; 7 – границы положительных структур – Белорусской и Воронежской антеклиз по изогипсе –500 м; 8 – границы Оршанской впадины по изогипсе –700 м; 9 – границы стран

Распределение температуры на глубине 300 м. С увеличением глубины контраст температурного поля продолжает расти при сохранении его общих черт, наблюдаемых на карте распределения температуры, построенной для глубины 100 м, более отчетливо прослеживаются региональные и локальные аномалии. Температура изменяется от +8 до +18 °C. В южной части региона ее значения более +12 °C типичны для северной зоны Припятского прогиба, Северо-Припятского плеча, Жлобинской седловины и западного склона Воронежской антеклизы, рис. 1.13.

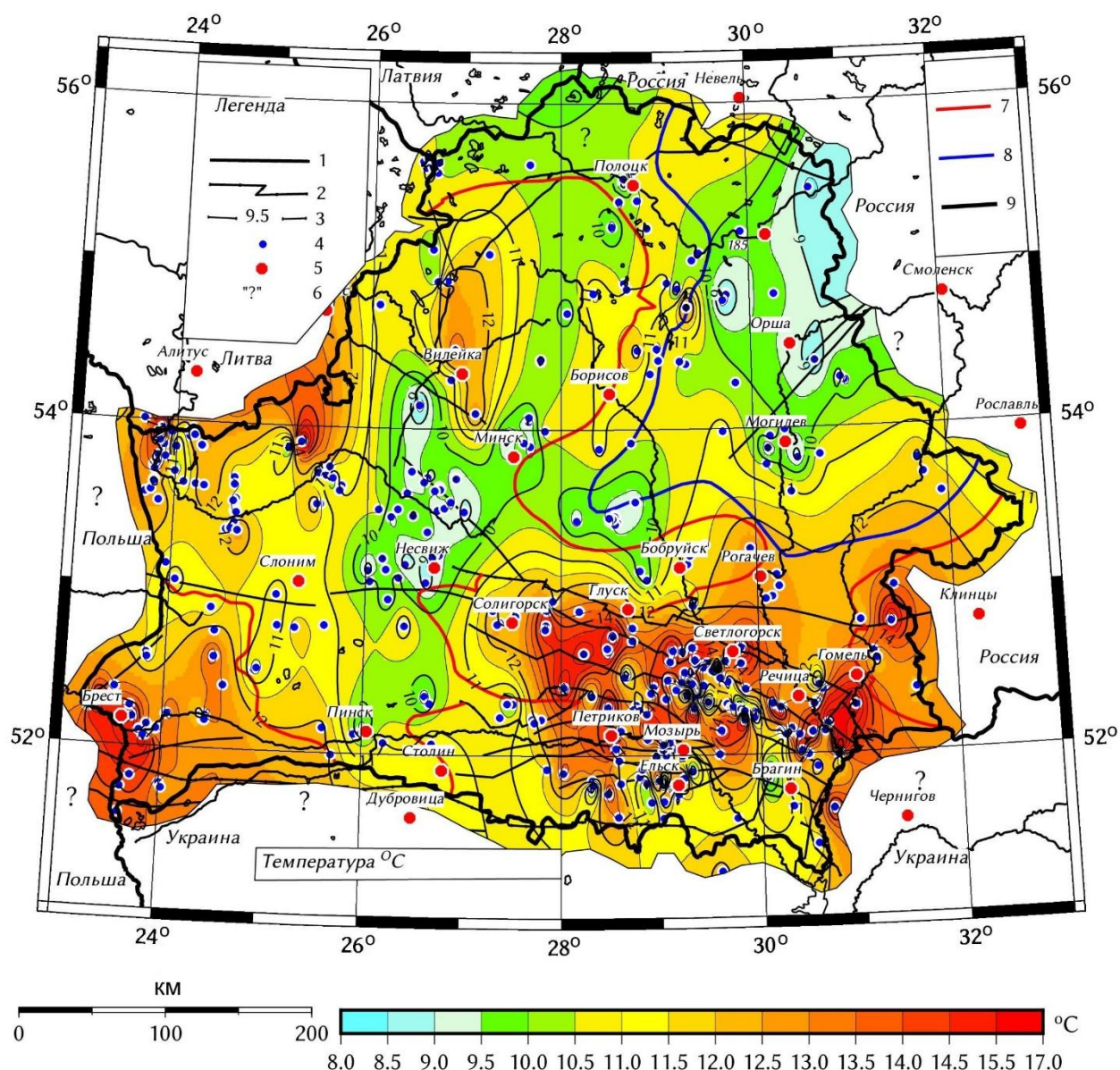


Рисунок 1.13. Распределение температуры в Беларуси на глубине 300 м (обозначения см. на рисунке 1.12)

Распределение температуры на глубине 2 км. Построить кондиционные карты распределения температуры для глубины более 1000 м представляется возможным только для территории Припятского прогиба – наиболее изученного в геотермическом отношении из всех осадочных бассейнов Беларуси. В Оршанской и Подляско-Брестской впадинах лишь в единичных скважинах выполнена регистрация термограмм до глубины 1 км, где измерения на глубинах 2 км и более вовсе отсутствуют. Схема распределения температуры на глубине 2 км в прогибе приведена на рис. 1.14.

Обширная геотермическая аномалия со значениями температуры +45 - +60 °C выявлена в северной зоне Припятского прогиба. Она прослеживается вдоль Северо-Припятского краевого разлома. Вторая положительная аномалия со значениями температуры более +30 - +35 °C намечается в северной части

Туровской депрессии. В регионе геотемпературное поле имеет контрастный вид.

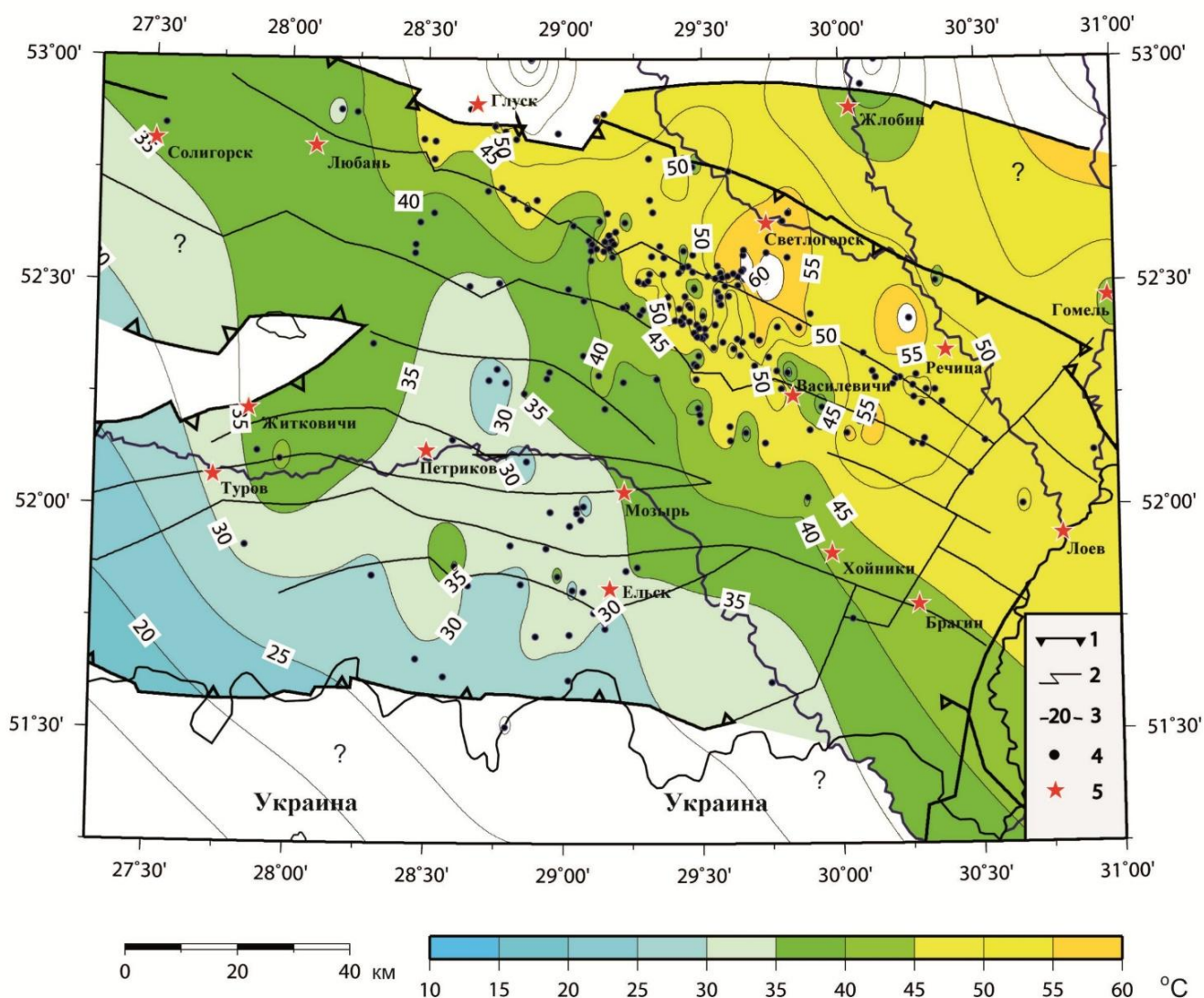


Рисунок 1.14. Предварительная схема распределения температуры в Припятском прогибе на глубине 2 км:

1, 2 – суперрегиональные и региональные разломы на поверхности фундамента; 3 – изотермы, °C; 4 – изученные скважины; 5 – населенные пункты. Вопросительным знаком обозначены зарубежные территории, прилегающие к границам Беларуси, где отсутствовали термограммы

Центральная часть аномалии северной зоны прогиба оконтурена изолинией +50 °C, а три локальных участка – изотермами +55 ... +60 °C. Ее форма и размеры несколько изменяются с глубиной.

Надежность построения карт снижается с ростом глубины. Распределение температуры на глубинах 3 и 4 км дает основание судить лишь об общем характере теплового поля в прогибе. На глубине 3 км тепловая аномалия в северной зоне прогиба оконтуривается изолинией +70 °C. Внутри ее отдельные значения могут превышать +80 °C. В целом же поле повышенной температуры ограничено изолинией +60 °C. Максимальные значения температуры на

поверхности фундамента в одиночных скважинах незначительно превышают 100 °С на глубине 4 – 4,5 км.

1.13. Тепловой поток.

Балтийская синеклиза. Плотность теплового потока в Балтийской синеклизе изменяется от 30 до 40 мВт/м² в границах Курземского массива и Латвийской седловины до 70–90 мВт/м² в пределах Западно-Литовской геотермической аномалии, рис. 1.15.

Первая – обширная зона с величиной потока ниже 50 мВт/м² – распространена в направлении Латвийской седловины на восток, Белорусской антеклизы – на юг и юго-восток, южного склона Балтийского щита и Курземского массива – на север. Значения потока здесь характерны для большинства регионов докембрийской Восточно-Европейской платформы. Вторая зона представляет собой положительную аномалию плотности потока выше 50 мВт/м². Последняя зона занимает значительно меньшую территорию в пределах Центральной Латвии, Западной Литвы и Калининградской области России. Эта положительная аномалия температуры и плотности теплового потока значительно лучше изучена бурением, поскольку к ней приурочены известные нефтяные месторождения.

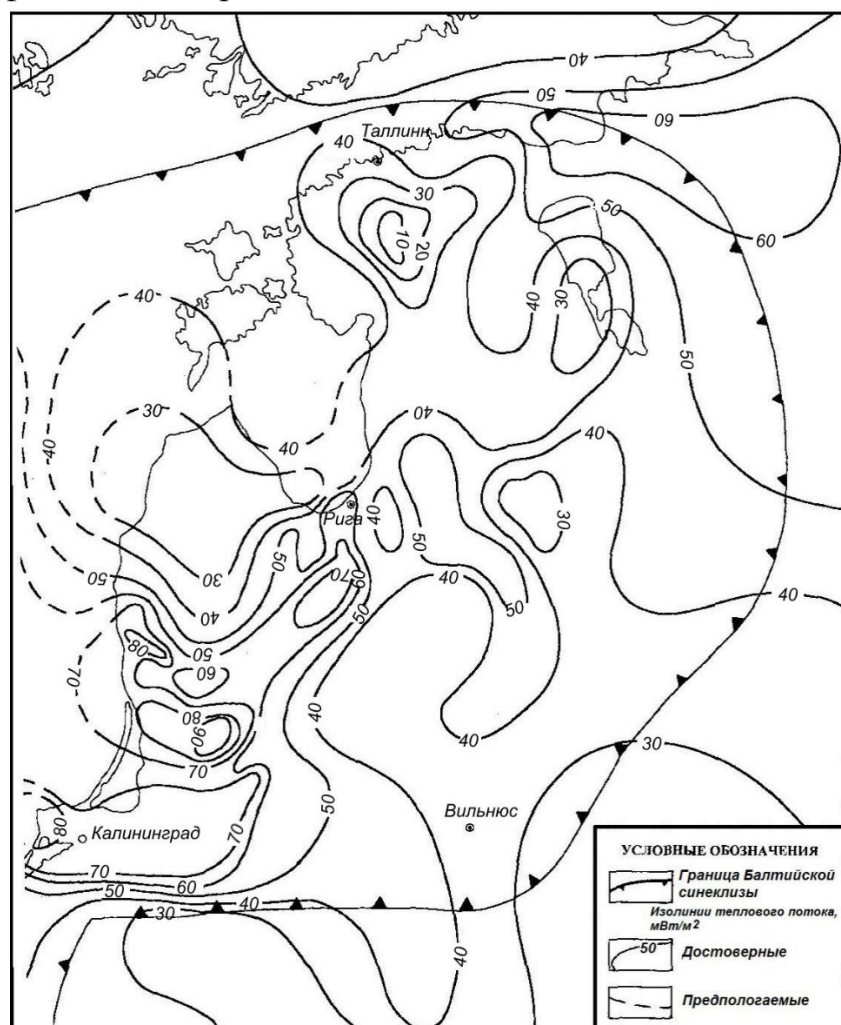


Рисунок 1.15. Плотность теплового потока центральной части Балтийской синеклизы: 1 – граница Балтийской синеклизы изолинии теплового потока, мВт/м²; 2 – достоверные; 3 – предполагаемые [Урбан, Цыбуля, 2004]

Припятский прогиб. В Припятском прогибе имеется около 400 глубоких скважин, пробуренных в ходе многолетних нефтепоисковых и геолого-картировочных работ, по которым существуют термограммы производственного каротажа разного качества. По отдельным из них удалось зарегистрировать термограммы в условиях, близких к восстановлению теплового состояния массивов горных пород, нарушенных бурением. Для определения плотности теплового потока здесь использованы десятки термограмм скважин, имеющих достаточную выдержку перед измерениями после завершения бурения, а также термограммы скважин, выполненные при проведении производственного каротажа.

На карте теплового потока отчетливо видна асимметрия в распределении потока, рис. 1.16. Северная часть структуры оказалась наиболее прогретой по сравнению с ее южной и западной частями.

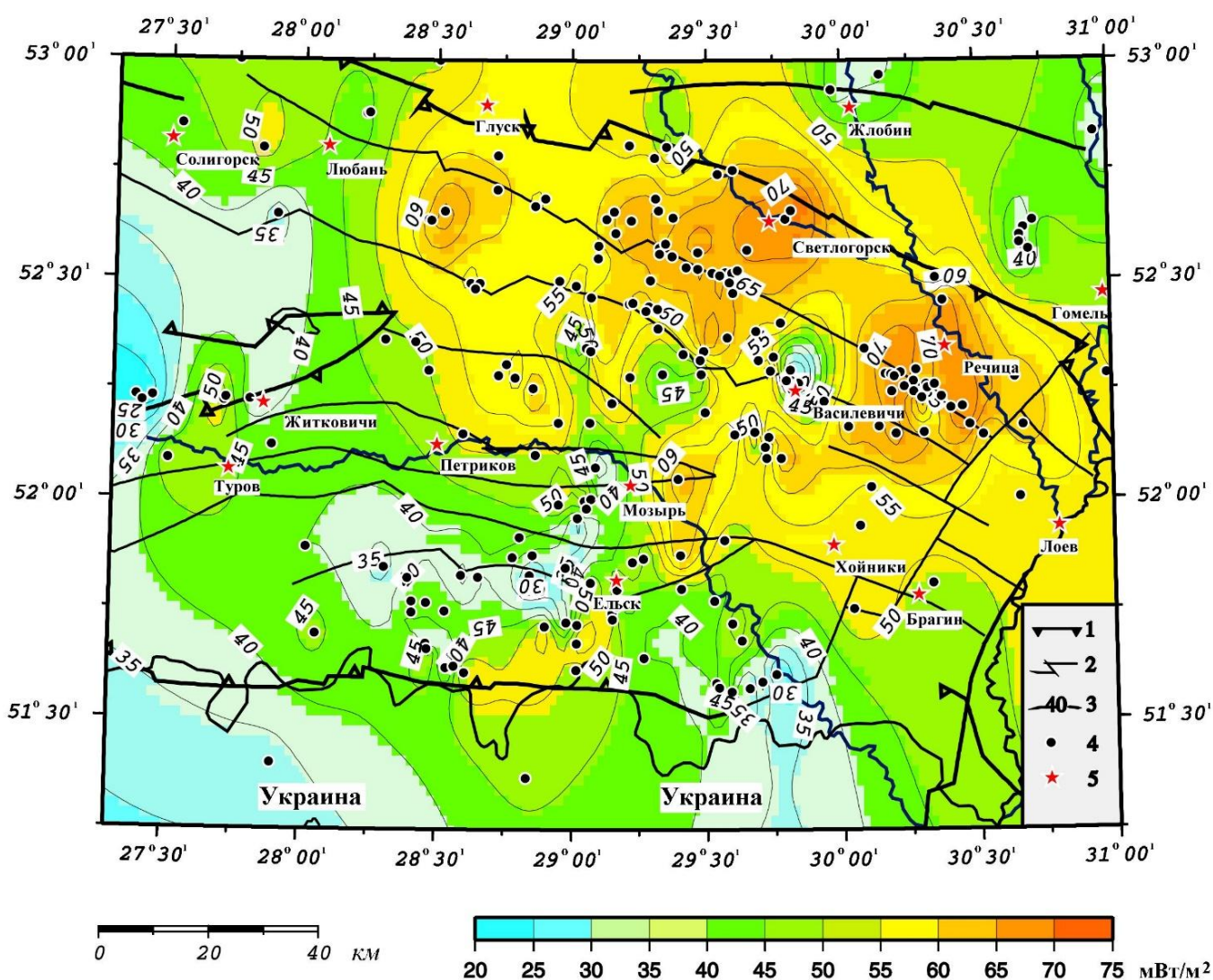


Рисунок 1.16. Карта распределения плотности теплового потока Припятского прогиба:

1, 2 – суперрегиональные и региональные разломы соответственно; 3 – линии плотности теплового потока; 4 – изученные скважины; 5 – населенные пункты

1.15. Радиогенная теплогенерация

Основными теплогенерирующими процессами внутри литосферы являются распад изотопов радиоактивных элементов, экзотермические химические реакции, фазовые переходы (плавление и кристаллизация) и фрикционное тепло. При этом считается, что распад радиоактивных элементов играет ведущую роль. При выполнении подавляющего большинства термических расчетов для земной коры и литосферы учитывают именно этот эффект.

Как отмечалось, наблюдаемый тепловой поток в верхней части земной коры и ее платформенного чехла определяется в основном двумя составляющими – потоком, поступающим в подошву земной коры из верхней мантии (редуцированный поток), и дополняющей ее частью потока (радиогенный поток), генерируемой в земной коре вследствие распада долгоживущих радиоактивных элементов.

Основной вклад в современное тепловое поле литосферы оказывает спонтанный распад долгоживущих изотопов урана, тория и калия: ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th и ^{40}K . В природном уране содержится 99,28 % ^{238}U , и 0,711 % ^{235}U . В природном калии содержится 0,0117 % радиоактивного изотопа ^{40}K . Более 99 % радиогенного тепла, генерируемого в недрах планеты, обусловлено этими элементами. В земной коре имеются и другие радиоактивные изотопы, однако они дают несравнимо меньший вклад в генерацию тепла при своем распаде.

В породах кислого состава, таких как граниты, гранитоиды, радиогенная теплогенерация в 12–15 раз выше, чем в породах основного состава, например базальтах. Основность разреза увеличивается с ростом глубины, поэтому концентрация радиоактивных элементов в глубоких горизонтах разреза земной коры и литосферы уменьшается, при этом снижается и радиогенная теплогенерация. Величина теплогенерации измеряется в микроваттах на кубический метр горной породы (мкВт/м^3 ($\mu\text{W/m}^3$)) и зависит от концентрации основных радиоактивных элементов в ней.

Радиогенная теплогенерация в мкВт/м^3 может быть вычислена исходя из концентрации урана, тория и калия (C_U , C_{Th} и C_K) по формуле

$$H = 10^{-5} \cdot \rho(9,52C_U + 2,56C_{Th} + 3,48C_K),$$

где ρ – плотность горной породы, кг/м^3 . Концентрация радиоактивных элементов в горной породе устанавливается в лабораторных условиях.

2. ПРАКТИЧЕСКИЙ РАЗДЕЛ

2.1 Практическая работа «Экзагональные впадины и роль соляной тектоники в формировании геотермических аномалий» (4 семестр)

Порядок выполнения практической работы «Экзагональные впадины и роль соляной тектоники в формировании геотермических аномалий»

Для выполнения работы студенты используют конспект лекций и материалы из открытых источников по Прикаспийской, Северогерманской и Западно-Сибирской впадинам, Тимано-Печорской провинции, Припятскому прогибу: см. рисунки, заимствованные из пособия Зуй В.И. «Основы геотермии», а также – рисунки 2.1 – 2.3 (для Припятского прогиба), на основании которых определяют взаимосвязь особенностей распределения теплового поля, геологического строения и роли соляной тектоники в формировании геотермических аномалий, которые наносят на бланк контурной карты, а также описывают наблюдаемые геологические процессы и их отражение в геотермическом поле.

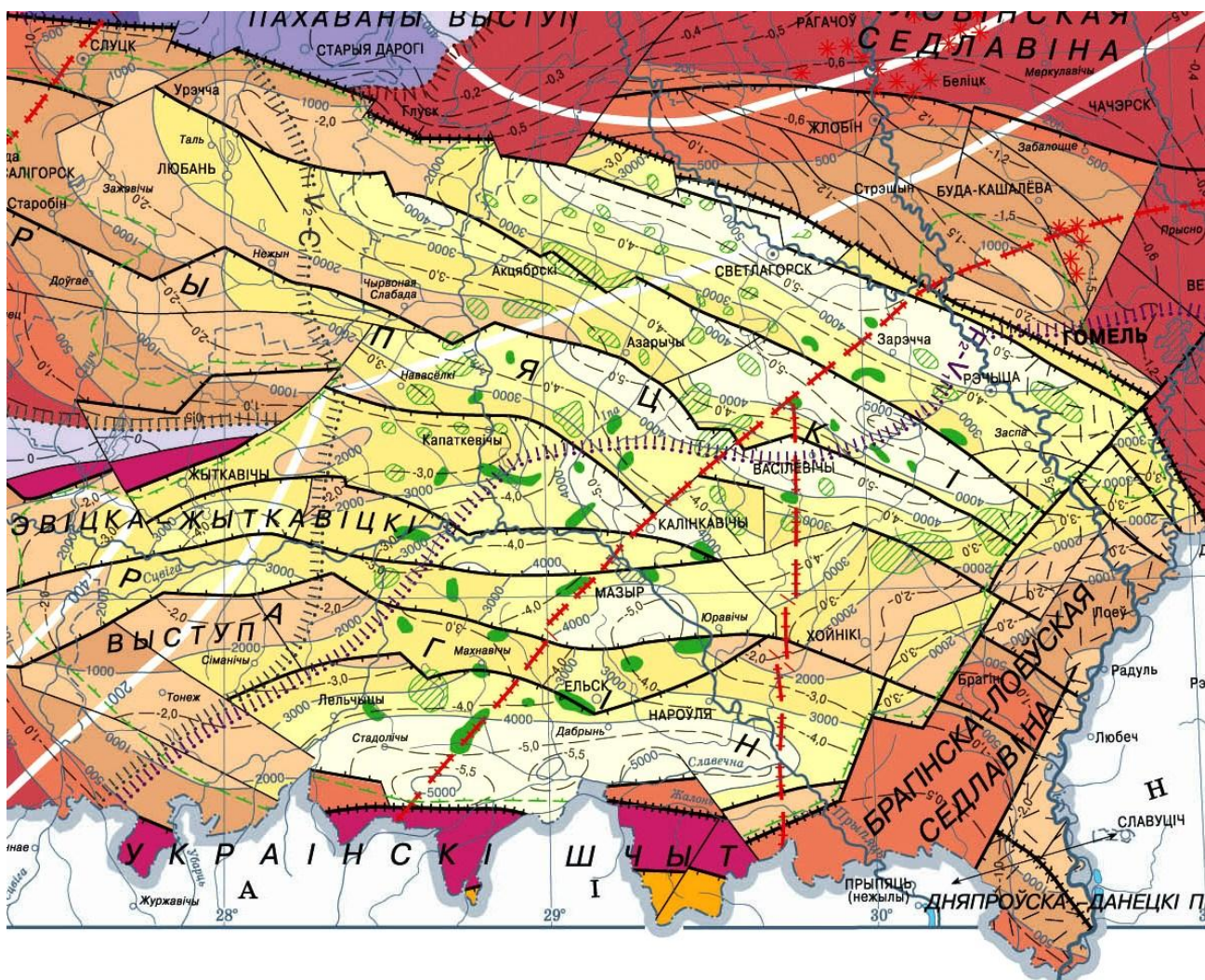


Рисунок 2.1. Фрагмент тектонической карты Припятского прогиба

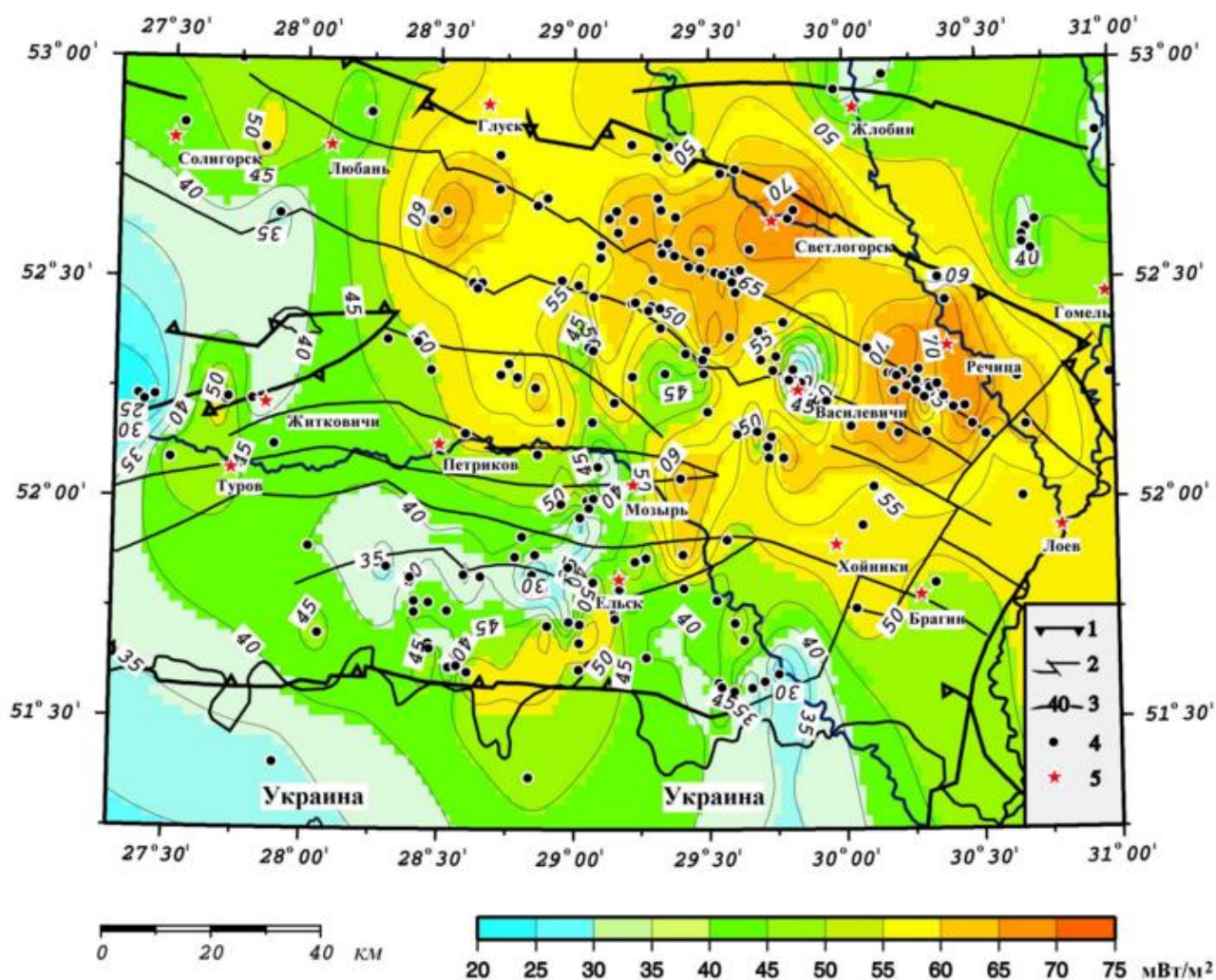


Рисунок 2.3. Карта плотности теплового потока Припятского прогиба

2.2. Геотермальная энергия

Порядок выполнения практической работы «Геотермальная энергия»

Для выполнения работы студенты используют конспект лекций и материалы из открытых источников по заданным преподавателем регионам, а в пределах Беларуси - Припятскому прогибу, Подляско-Брестской и Оршанской впадинам и Белорусской антеклизе, а также – рисунки, заимствованные из пособия Зуй В.И. «Основы геотермии», на основании которых определяют взаимосвязь особенности распределения плотности геотермальных ресурсов и их практическое освоение для отопления, тепличного хозяйства, аквакультуры и т.п. (низкоэнтальпийные геотермальные ресурсы), а также – для выработки электроэнергии (высокоэнтальпийные геотермальные ресурсы) по зарубежным регионам с учетом обзорной информации, изложенной ниже.

Геотермальная энергия – это внутренняя энергия Земли, содержащаяся в горных породах и подземных флюидах. Тепло Земли состоит из первичного тепла и тепла, образовавшегося в результате распада радиоактивных элементов, прежде всего долгоживущих изотопов урана, тория, калия.

Температура земных недр повсеместно увеличивается с глубиной, достигая во внутреннем ядре по различным оценкам до $+6000\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Геотермальная энергия имеется в любом месте планеты. Однако ее ресурсы различны в пределах разных блоков земной коры.

С практической точки зрения обычно рассматривают тепло горных пород до глубины 6 км (массово освоенных глубоким бурением) либо 10 км, которая уже достигнута одиночными скважинами в ходе сверхглубокого бурения.

По имеющимся оценкам количество тепловой энергии, содержащейся в недрах земного шара до доступной бурению глубины 10 км, в 50 000 раз превышает количество энергии, заключенной во всех вместе взятых месторождениях нефти и газа в мире. Отбор подземного тепла из недр возможен как в виде теплой воды, так и в виде подземного пара (рис. 2.4).



Рисунок 2.4. Бурение скважины для добычи подземного пара

Различают высокоэнтальпийные и низкоэнтальпийные ресурсы подземного тепла. Через буровые скважины извлекают первый вид ресурсов – сухой водяной пар либо пароводяную смесь. Температура подземных геотермальных горизонтов в этом случае обычно превышает $+150 - +180\text{ }^{\circ}\text{C}$, но может достигать и $+240 - +250\text{ }^{\circ}\text{C}$ и более. Этот пар применяют для привода турбин электрогенераторов. Использование высокоэнтальпийной геотермальной энергии для выработки электроэнергии развито во многих странах мира (Аргентина, Восточная Африка, Исландия, США, Италия, Мексика, Новая Зеландия, Россия, Турция, Япония, Гваделупа, Филиппины, Иран и др.).

Тепло, извлекаемое из низкоэнтальпийных геотермальных горизонтов, характеризуется меньшей температурой, приблизительно от $+50$ до $+120 - +140$

°С. Энергию низкоэнтальпийных ресурсов используют без преобразования в другие виды энергии тепла. Этот способ освоения подземного тепла принято называть прямым использованием геотермальных ресурсов. Из геотермальных горизонтов с температурой от +7 – +10 до +30 – +40 °С также можно извлекать подземное тепло для отопления зданий и сооружений, обеспечения различных процессов сушки, создания подогреваемых плавательных бассейнов и т. п. с помощью теплонасосных геотермальных установок, которые в последние десятилетия получили большое распространение во многих странах мира.

В России по состоянию на 2015 год действуют геотермальные электростанции на Камчатке: Паужетская – 14 МВт; Верхне-Мутновская – 12 МВт и Мутновская – 50 МВт, а также на Курильских островах: Итуруп – 4 МВт и Кунашир – 2 МВт.

На Мутновском месторождении парогидротерм с температурой флюида +250 ... +310 °С, построена геотермальная электростанция с суммарной мощностью 76,5 МВт, рис. 2.5. Пароводяная смесь выявлена на сравнительно небольшой глубине – около 950 м.



Рисунок 2.5. Мутновская геотермальная электростанция

Для Европы активное использование геотермальной энергии ведется в средиземноморских странах, Рейнском грабене, Исландии.

Практическое освоение низкотемпературных геотермальных источников ведется с давних пор. Главным образом это гидротермы с изливом теплых и горячих вод на земную поверхность. С древнейших времен термальная вода использовалась для лечения людей и принятия теплых ванн.

На сегодня возобновляемые источники занимают только около 5 % в энергетическом балансе Европейского союза, ожидается, что их роль возрастет до 10–12 % в ближайшие годы. В Евросоюзе поставлена цель достичь 20 % выработки всех возобновляемых видов энергии к 2020 г. и сократить выбросы парниковых газов в атмосферу.

В настоящее время на отопление и кондиционирование зданий в Евросоюзе потребляется почти 50 % от всего потребления энергии. Ее выработка за счет сжигания ископаемых видов топлива – это главный источник парникового углекислого газа. В настоящее время в Европе уже действует около 1,4 млн геотермальных теплонасосных установок суммарной тепловой мощностью около 19 000 МВт.

Формирование гидротермальных ресурсов. На рис. 2.6 показано, как формируются гидротермальные аномалии в земной коре. В верхних 5–10 км коры подземные воды циркулируют под действием силы тяжести либо напора и постоянно обмениваются с поверхностными и метеорными водами. С глубиной ухудшается проницаемость коры, снижаются напоры, что приводит к уменьшению подвижности вод.



Рисунок 2.6. Схема формирования гидротермальных аномалий, используемых для извлечения геотермальных ресурсов

В районах развития вулканизма, современной сейсмичности при наличии высокопроницаемых отложений на глубинах, доступных бурению, можно встретить переход воды в пар, а на земной поверхности можно встретить термопроявления (горячие источники и даже – струйки пара).

2.3 Примерный перечень заданий практических работ

1. Виды термометрических измерений в скважинах.
2. Качество термограмм скважин.
3. Кондуктивный теплоперенос и методы определения теплового потока.
4. Косвенные методы определения теплового потока.
5. Конвективный теплоперенос и перенос тепла излучением.
6. Тепловое поле областей докембрийской складчатости.
7. Экзагональные впадины и роль соляной тектоники в формировании геотермических аномалий.
8. Геотермометры.
9. Связь геотермических и других геофизических параметров.

3. РАЗДЕЛ КОНТРОЛЯ ЗНАНИЙ

3.1 Темы рефератов

1. Виды теплопередачи в земле. Основные геотермические параметры.
2. Приборы и аппаратура для скважинных и морских геотермических исследований.
3. Распределение температуры и геотермического градиента в платформенном чехле Беларуси.
4. Тепловое поле областей докембрийской складчатости и экзогенальных депрессий Восточно-Европейской платформы.
5. Тепловое поле эпипалеозойских платформ, молодых платформ и складчатых поясов.
6. Морские геотермические исследования, региональная геотермия морей и океанов.
7. Высокоэнтальпийная геотермальная энергия и ее использование.
8. Низкоэнтальпийная геотермальная энергия и ее использование.
9. Геотермальные ресурсы в зоне распространения пресных вод Беларуси и в глубоких горизонтах Припятского прогиба.
10. Технология извлечения геотермальных ресурсов

3.2. Вопросы к экзамену по дисциплине

1. Тепловое поле в разрезе Земли.
2. Суточные, сезонные, вековые колебания температуры земной поверхности и их распространение в горные породы.
3. Теоретические, региональные и прикладные геотермические исследования.
4. Гелиотермозона и геотермозона, глубины распространения колебаний температуры с земной поверхности. радиогенные источники тепла.
5. Кондуктивный, конвективный и лучистый механизмы теплопередачи в горных породах.
6. Факторы, влияющие на тепловые свойства горных пород.
7. Отражение циркуляции подземных вод на термограммах скважин.
8. Отражение на термограммах продолжительности выстойки скважин.
9. Основные виды скважинных термометров, их достоинства и недостатки.
10. Методы определения теплопроводности донных илов при морских геотермических исследованиях.
11. Измерение коэффициента теплопроводности методом разделенного стержня.
12. Зондовые и бесконтактные методы определения теплопроводности.
13. Распределение температуры на глубинах 100 и 200 метров в Беларуси.
14. Распределение геотермического градиента в интервале глубины 100 – 200 м в Беларуси.
15. Распределение температуры в глубоких горизонтах Припятского прогиба.
16. Влияние вертикальной фильтрации подземных вод на вид термограмм скважин.
17. Вертикальная изменчивость плотности теплового потока и ее причины.
18. Зависимость теплового потока от возраста геологических структур.
19. Методы отображения теплового потока на картах.
20. Тепловое поле областей докембрийской складчатости.
21. Тепловое поле областей палеозойского возраста.
22. Долгоживущие радиоактивные элементы и радиогенная теплогенерация.
23. Модели распределения теплогенерации в земной коре.
24. Роль соляной тектоники в формировании геотермических аномалий.
25. Особенности теплового поля молодых платформ и складчатых поясов, пример Черного моря.
26. Тепловой режим скважин сверхглубокого бурения, пример Кольской скважины СГ-3.

27. Основные результаты изучения теплового потока на акваториях океанов, зоны спрединга и субдукции.
28. Методы определения теплопроводности морских илов.
29. Классификация акваторий по пригодности для геотермических измерений.
30. Тепловой поток вблизи океанических рифтов.
31. Тепловой поток в разломных зонах Байкала.
32. Тепловой поток Беларуси.
33. Высокоэнтальпийная геотермальная энергия и ее использование.
34. Прямое использование геотермальных ресурсов.
35. Теплонасосные геотермальные установки.
36. Использование геотермальной энергии в Беларуси.
37. Формирование гидротермальных ресурсов.
38. Геотермальные ресурсы Припятского прогиба.
39. Методы извлечения подземного тепла.
40. Теплонасосные геотермальные установки и циркуляционные контуры.

3.3. Организация самостоятельной работы

Самостоятельная работа ведется на основании Положения о самостоятельной работе студентов (курсантов, слушателей), утвержденном Министром образования Республики Беларусь от 06 апреля 2015 г.

По изучаемой дисциплине планируется:

- выполнение теоретических, исследовательских заданий;
- работа с литературными источниками, в том числе с научными статьями;
- изучение тем и проблем, не выносимых на лекции;
- научные доклады;
- написание тематических докладов и эссе на проблемные темы.

Перечень рекомендуемых средств диагностики

Для текущего контроля качества усвоения знаний магистрантами по учебной дисциплине «Основы геотермии» используются следующие средства диагностики:

- собеседования;
- подготовка сообщений (презентаций);
- подготовка и сдача в определенный срок реферата.

Методика формирования итоговой оценки

Итоговая оценка формируется на основе 3-ех документов:

1. Правила проведения аттестации (Постановление МО 29 мая 2012 г.).
2. Положение о рейтинговой системе БГУ.
3. Критерии оценки магистрантов (10 баллов).

Формой общего контроля по дисциплине «Основы геотермии» учебным планом предусмотрен экзамен.

Рейтинговая оценка по дисциплине рассчитывается на основе оценки текущего контроля и зачетной сессии с учетом их весовых коэффициентов. Оценка по текущей успеваемости составляет 70%, экзаменационная оценка – 30 %.

3.4. Перечень заданий по управляемой самостоятельной работе магистрантов

УСР 1. Отражение на термограммах палеоклиматических условий прошлого

Задание:

Используя данные из открытых источников геологической направленности описать:

1. Геологическое строение выбранной области материка.
2. Описать термограммы выбранного участка.
3. Дать выводы взаимосвязи геологии выбранного участка и его геотермии.
4. Описать климат прошлого выбранной территории.

Форма контроля – сдача задания преподавателю.

УСР 2. Основные поправки к интервальным значениям плотности теплового потока

Задание:

Используя данные из открытых источников геологической направленности описать:

1. Геологическое строение выбранной области материка в контексте распределения плотности теплового потока.
2. Дать выводы о интервальных значениях плотности теплового потока на выбранной территории.
3. Описать основные поправки к интервальным значениям плотности теплового потока, применяемым на выбранной территории.

Форма контроля – сдача задания преподавателю.

УСР 3. Геотермические модели

Задание:

Используя данные из открытых источников геологической направленности описать:

1. Геологическое строение выбранной области материка в геотермическом аспекте.
2. Описать составные элементы геотермических моделей выбранной территории.
3. Построить геотермическую модель выбранного региона.

Форма контроля – сдача задания преподавателю.

4. ВСПОМОГАТЕЛЬНЫЙ РАЗДЕЛ

4.1 Учебно-методическая карта по учебной дисциплине

Номер раздела, темы	Название раздела; перечень изучаемых вопросов	Количество аудиторных часов					Количество часов УСР	Форма контроля знаний
		Лекции	Практические занятия	Семинарские Занятия (коллоквиумы)	Лабораторные занятия	Иное		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Введение в предмет	2						Собеседование
2	Виды теплопередачи в Земле. Основные геотермические параметры	2						Собеседование
3	Геотермические приборы и аппаратура для скважинных измерений	2						Собеседование
4	Методы и аппаратура для измерения тепловых свойств горных пород	2						Подготовка сообщений (презентаций)
5	Аппаратура для морских геотермических исследований	2						Собеседование
6	Картирование геотермического поля	2						Собеседование
7	Роль кондуктивного и конвективного теплопереноса в горных породах	2						Подготовка сообщений

								(презентаций)
8	Региональная геотермия континентов	2						Собеседование
9	Тепловое поле экзагональных депрессий Восточно-Европейской платформы	2						Собеседование
10	Радиогенная теплогенерация	2						Проверка работ
11	Тепловое поле эпипалеозойских платформ, молодых платформ и складчатых поясов	2						Собеседование
12	Геотермические исследования в сверхглубоких скважинах	2						Собеседование
13	Региональная геотермия морей и океанов	2						Собеседование
14	Геотермальная энергия. высокоэнтальпийная геотермальная энергия	2						Проверка работ
15	Низкоэнтальпийная геотермальная энергия	2						Собеседование
16	Использование подземного тепла в Беларуси	2						Собеседование
17	Методика оценки ресурсов геотермальной энергии	2						Подготовка сообщений (презентаций)
18	Геотермальные ресурсы в платформенном чехле Беларуси и технология извлечения подземного тепла	2						Собеседование
19	Виды термометрических измерений в скважинах		2					Собеседование

20	Качество термограмм скважин		2					Подготовка сообщения
21	Кондуктивный теплоперенос и методы определения теплового потока		2					Собеседование
22	Косвенные методы определения теплового потока		2					Подготовка сообщения
23	Конвективный теплоперенос и перенос тепла излучением		2					Подготовка сообщений
24	Тепловое поле областей докембрийской складчатости		2					Собеседование
25	Экзагональные впадины и роль соляной тектоники в формировании геотермических аномалий		2					Собеседование
26	Геотермометры		2					Подготовка сообщения
27	Связь геотермических и других геофизических параметров		2					Собеседование
28	Отражение на термограммах палеоклиматических условий прошлого						2	Собеседование
29	Основные поправки к интервальным значениям плотности теплового потока						2	Реферат
30	Геотермические модели						2	Реферат
	ИТОГО:	36	18				6	

4.2 Рекомендуемая литература

Основная

1. Геотермический Атлас Беларуси / М.А. Дубаневич, В.И. Зуй, О.А. Мартынова; под ред. В.И. Зуя – Минск: Национальная библиотека Беларуси, 2018. – 89 с
2. Зуй, В.И. Основы геотермии: учеб. пособ. / В.И. Зуй – Минск: БГУ, 2017. – 288 с.

Дополнительная

4. Атрощенко, П. П. Геотермические условия северной части Припятской впадины / П.П. Атрощенко. – Минск: Наука и техника, 1975. – 104 с.
5. Боганик, Н. С. Радиогенное тепло земной коры Русской платформы и ее складчатого обрамления / Н.С. Боганик. - М.: Наука, 1975. - 159 с.
6. Богомолов, Г.В. Гидродинамика и геотермия нефтяных структур / Г.В. Богомолов, Л.А. Цыбуля, П.П. Атрощенко. – Минск: Наука и техника, 1975. – 240 С.
7. Всеволожский, В.А. Основы гидрогеологии / Всеволожский В.А. – М.: Изд-во МГУ, 2007. – 440 с.
8. Геология Беларуси / А. С. Махнач [и др.]; под ред. А. С. Махнача (отв. ред.) [и др.]. – Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. – 815 с.
9. Геотермия арктических морей / М. Д. Хуторской [и др.]: - М.: тр. Геол. ин-та., 2013. - 232 с.
10. Голованова, И. В. Тепловое поле Южного Урала / И.В. Голованова. - М.: Наука, 2005. – 187 с.
11. Голубев, В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне / В.А. Голубев. – Новосибирск: Наука, 2007. – 222 с.
12. Дучков, А.Д. Геотермические исследования в Сибири / А.Д. Дучков, Л.С. Соколова. – Новосибирск: Наука, 1974. – 280 с.
13. Зуй, В.И. Тепловое поле платформенного чехла Беларуси / В.И. Зуй. – Минск: Экономпресс, 2013. – 256 с.
14. Курчиков, А.Р. Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири / А.Р. Курчиков, Б.Л. Ставицкий. – М.: Недра 1987. – 136 с.
15. Левашкевич, В.Г. Геотермия запада Восточно-Европейской платформы / В.Г. Левашкевич. – Минск: Беларуская навука, 2013. – 153 с.
16. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. – Киев: Наук. думка, 1971. – 140 с.
17. Лысак, С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон / С.В. Лысак. – Новосибирск: Наука, 1988. – 200 с.
18. Моисеенко, У. И. Температура земных недр / У.И. Моисеенко, А.А. Смыслов - Л.: Недра, 1986. - 180 с.
19. Опыт применения нефтегазовой терморазведки / Х. И. Амирханов. [и др.]. – Махачкала: Изд-во Даг. ФАН СССР, 1975. - 230 с.

20. Поляк, Б.Г. Тепломассопоток из мантии и главных тектонических структур земной коры / Б. Г. Поляк. - М.: Наука, 1988. - 216 с.
21. Просёлков, Ю. М. Теплопередача в скважинах / Ю.М. Просёлков. - М.: Недра, 1975. - 223 с.
22. Сальников, В.Е. Геотермический режим Южного Урала / В.Е. Сальников. - М.: Недра, 1984. - 89 с.
23. Смыслов, А.А. Тепловой режим и радиоактивность Земли / А.А. Смыслов, У.И. Моисеенко, Т.З. Чадович. - Л.: Недра, 1979. - 191 с.
24. Урбан, Г. И. Тепловой поток Балтийской синеклизы / Г.И. Урбан, Л.А. Цыбуля. - М.: ИФЗ РАН, 2004. - 158 с. + 5 карт.
25. Хуторской, М.Д. Геотермия Центрально-азиатского складчатого пояса / М.Д. Хуторской. - М.: РУДН. 1996, 1996. - 289 с.
26. Хуторской, М.Д. Введение в геотермию / М.Д. Хуторской. - М.: РУДН, 1996. - 155 с.
27. Гордиенко, В.В. Тепловое поле территории Украины / В.В. Гордиенко [и др.]. – Киев: Наукова думка, 2002. - 170 с.
28. Hurter, S. Atlas of geothermal resources in Europe / S. Hurter, R. Haenel. - Hannover, 2002. - 92 pp + 89 plates.
29. Buntebarth, G. Geothermics: An Introduction / G. Buntebarth. – Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo: Springer, Berlin, Heidelberg, 1984. - 144 p.
30. Eppelbaum, L. Applied Geothermics / L. Eppelbaum, I. Kutasov, A. Pilchin – Berlin, Heidelberg: System Sciences Springer-Verlag, 2014. – 751 p.
31. Hurtig, E. Geothermal Atlas of Europe / Members of the Working Group “Geothermal Atlas of Europe” of the International Heat Flow Commission / E. Hurtig [et al.]. – Germany: Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha, 1991. - 156 p. + 36 maps.
32. Haenel, R. Handbook of terrestrial heat-flow density determination: guidelines and recommendations of the International Heat Flow Commission / R. Haenel, L. Rybach, L. Stegena. – Dordrecht, Boston, London: Kluwer Academic Publishers, 1988. - 486 p.

4.3. Электронные ресурсы

1. Государственное предприятие «Белгеоцентр» [электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.belgeocentr.by/normativnaya-baza> – Дата доступа 17.12.2019.
2. Научная электронная библиотека «Киберленинка» [электронный ресурс]. – Режим доступа: cyberleninka.ru/article/ – Дата доступа 18.12.2019.
3. Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского [электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://vsegei.ru/ru/public/> – Дата доступа 18.12.2019.
4. Институт проблем геотермии [электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.ipgdncran.ru/conferences> – Дата доступа 18.12.2019.
5. Международная геотермальная ассоциация [электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://russia.green-energy-portals.com/cms/ru/content/iga-международная-геотермальная-ассоциация> – Дата доступа 18.12.2019.
6. The KTB borehole – Germany’s superdeep telescope into the Earth’s crust [Электронный ресурс] – Режим доступа: <https://www.slb.com/~media/Files/> – Дата доступа 17.12.2019.