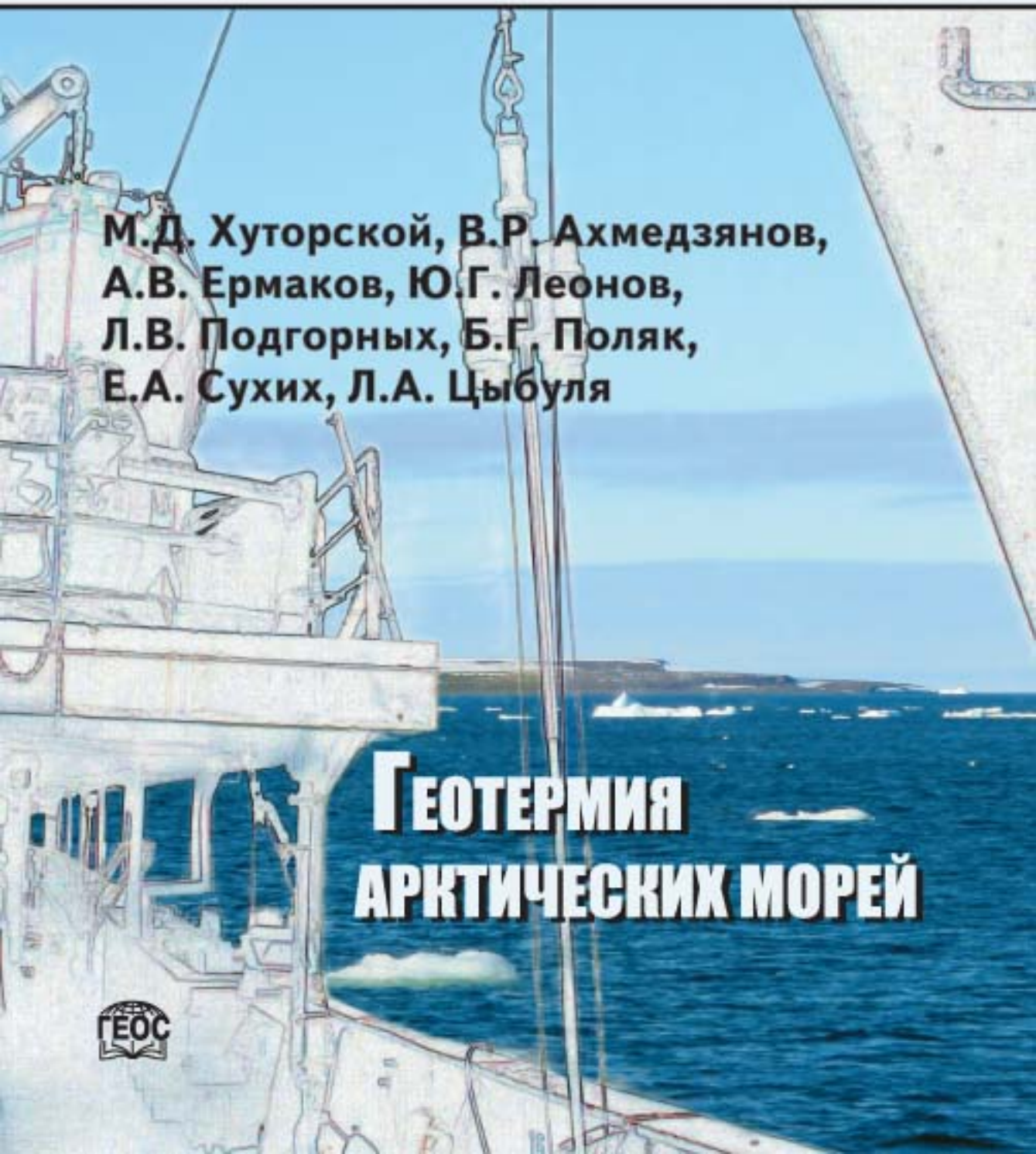
ISSN 0002-3272

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



М.Д. Хуторской, В.Р. Ахмедзянов,
А.В. Ермаков, Ю.Г. Леонов,
Л.В. Подгорных, Б.Г. Поляк,
Е.А. Сухих, Л.А. Цыбуля

Геотермия арктических морей

ГЕОС

Российская академия наук
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук

Российский фонд фундаментальных исследований

Russian Academy of Sciences
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

The Russian Foundation for Basic Research

ГЕОС

Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932
Vol. 605

**M.D. Khutorskoy, V.R. Akhmedzyanov,
A.V. Ermakov, Yu.G. Leonov, L.V. Podgornykh,
B.G. Polyak, E.A. Sukhikh, L.A. Tsybulya**

Geothermics of the Arctic seas

Moscow
GEOS
2013

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году
Вып. 605

**М.Д. Хуторской, В.Р. Ахмедзянов,
А.В. Ермаков, Ю.Г. Леонов, Л.В. Подгорных,
Б.Г. Поляк, Е.А. Сухих, Л.А. Цыбуля**

Геотермия арктических морей

Москва
ГЕОС
2013

УДК 550.361
ББК 26.323
Х 98

Ответственный редактор
Ю.Г. Леонов

Редакционная коллегия:
М.А. Федонкин (главный редактор), *Н.П. Чамов* (заместитель главного редактора), *Ю.В. Карякин* (ответственный секретарь), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*, *К.Е. Дегтярев*, *В.А. Захаров*, *В.В. Курносов*, *Ю.Г. Леонов*, *М.А. Семихатов*, *С.Д. Соколов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:
А.О. Мазарович, *Ю.Г. Шварцман*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — М.: Наука, 1964. –.– ISSN 0002-3272

Х 98 **Вып. 605:** Геотермия арктических морей / Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В. и др.; Отв. ред. Ю.Г. Леонов. — М.: ГЕОС, 2013. — 232 с. + 32 с. цв. вкл.
ISBN 978-5-89118-639-2 (в пер.)

На основе авторских исследований и литературных данных описывается геотермическое поле арктических акваторий, выявляются такие его особенности, как связь теплового потока и нефтегазоносности и аномально высокий тепловой поток в трогах на северной окраине Свальбардской плиты. Рассматриваются тепловое состояние водной толщи, динамика его современных изменений. Для определения глубинных температур в земной коре и фонового теплового потока впервые проведено двух- и трехмерное численное моделирование.

Для профессиональных геологов, геофизиков и нефтяников, а также аспирантов и студентов старших курсов геолого-геофизических факультетов.

ББК26.323

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 13-05-07000
Издание РФФИ не подлежит продаже

Responsible Editor:
Yu.G. Leonov

Editorial Board:
M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), *N.P. Chamov* (Deputy Editor-in-Chief), *Yu.V. Kariakin* (Executive Secretary), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov*, *K.E. Degtyarev*, *V.A. Zaharov*, *V.B. Kurnosov*, *Yu.G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*, *S.D. Sokolov*, *M.D. Khutorskoy*

Reviewers:
A.O. Mazarovich, *Yu.G. Shvartsman*

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. — Moscow: Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. — Moscow: Nauka, 1964. –.– ISSN 0002-3272

Vol. 605: Geothermics of the Arctic seas / Khutorskoy M.D**.,** Akhmedzyanov V.R., Ermakov A.V. et al.; Ed. by Yu.G. Leonov. — Moscow: GEOS, 2013. — 232 p. + 32 p. colored inset
ISBN 978-5-89118-639-2 (in cloth)

Geothermal field of the Arctic region is described based on original researches and published data, such features as the anomalously high heat flow measured in the troughs on the northern edge of the Svalbard plate and the connection between heat flow and petroleum potential were revealed. Thermal state of water column and its contemporary variability are characterized. To determine the temperature in the Earth's crust and the background heat flow a two-and three-dimensional numerical simulation for the first time was used.

For professional geologists, geophysicists and oil industry workers, and also graduate students of geologic-geophysical departments.

Published at financial support
of the Russian Foundation for Basic Research, grant № 13-05-07000
The edition of the RFBR isn't subject for sale

© Коллектив авторов, 2013
© ГИН РАН, 2013
© ГЕОС, 2013

ISBN 978-5-89118-639-2

Введение

История освоения арктических акваторий неотделима от истории России. Русские поморы на заре развития государственности, еще в XII в., ходили на Груманд (Шпицберген) и осваивали прибрежные земли Белого и Студеного морей. На Русский Север не распространилось крепостное право, поэтому северянам из поколения в поколение прививались мастерство, предприимчивость и мужество.

Утратив в конце XVI в. выход в Балтийское море, Россия для торговли с Европой могла рассчитывать только на северные моря, поэтому на реках Арктического бассейна быстро возникали портовые города: Архангельск — в 1584 г., Тюмень — в 1586 г., Тобольск — в 1587 г. На берегу Тазовской губы Карского моря процветала Мангазея — крупный торговый и административный центр, в котором к середине XVII в. проживало более 2 тыс. человек. Из Мангазеи русские землепроходцы и мореплаватели начинали свои экспедиции на восток, проникая на Пясину, Хатангу, Лену и Анабар. Апофеозом великих походов россиян в арктических водах в XVII в. стала экспедиция якутского казака Семена Дежнева, который в 1648 г. обогнул северо-восточную оконечность Азии и показал связь Северного Ледовитого и Тихого океанов.

Значение арктических морей для России прекрасно понимал Петр I. Именно здесь, на Северной Двине и на Белом море, воспитывались первые российские адмиралы и капитаны. После победы в Северной войне Россия получила надежный выход в Балтику, куда переместились центры военных и торговых интересов страны. Однако арктические моря не выпали из внимания энергичного царя и энтузиастов-землепроходцев. Граф Ф.Салтыков явился автором и вдохновителем Великой Северной экспедиции — проекта плавания из Архангельска в Китай. Каждому из отрядов этой экспедиции было поручено исследование фрагмента Северного пути. В это время проявили себя великие мореплаватели: В.Беринг, А.Чириков, Д. и Х.Лаптевы, В.Прончищев, Д.Стерлегов, С.Челюскин, Г.Шелихов. Каждый из отрядов дал подробную лоцию, включавшую не только описание условий судоходства, но и заметные ориентиры прибрежных зон.

В трудах М.В. Ломоносова содержится очень высокая оценка результатов Великой Северной экспедиции. Ученый высказал также мысль о воз-

можности плавания северным маршрутом через Шпицберген к Гренландии, и далее — через Арктический архипелаг Канады. В 1765–1767 гг. по этому проекту была осуществлена экспедиция под руководством В.Чичагова, обследовавшая воды вокруг Шпицбергена.

В конце XVIII и в начале XIX в. из-за перемещения театра военных действий в Европу интерес к арктическим исследованиям ослабел, но, тем не менее, некоторые экспедиции (Ф.Литке, П.Пахтусова, П.Анжу, Ф.Врангеля) этого периода ознаменованы важными географическими и геологическими открытиями. На севере Сибири были открыты золотоносные россыпи на Тунгуске, каменный уголь и медь — в Норильском районе, графит — на Курейке и Нижней Тунгуске, каменная соль и нефть — на Хатанге, уголь высокого качества — в Дудинке.

В начале XX в. Русское географическое общество и Российская академия наук прилагали большие усилия для детального изучения побережья и архипелагов Северного Ледовитого океана. В этих экспедициях прекрасно проявила себя целая плеяда путешественников и ученых: Ф.Чернышев, В.Русанов, Г.Брусилов, Э.Толь, П.Кропоткин, И.Черский, Г.Седов (рис. 0.1, см. цв. вкл.), С.Макаров, А.Колчак, Б.Вилькицкий. Многие отдали свои жизни Северу, пропав без вести в его объятиях. На Таймыре погибли барон Э.Толль и Ф.Зеберг, на Новой Земле — В.Русанов.

Планомерное геологическое изучение и картирование Севера началось в 1915 г., когда под руководством академика В.И. Вернадского РАН создала Комиссию по изучению естественных производительных сил и природных ресурсов. Главной целью комиссии являлось «произвести по возможности полный учет наших богатств, выяснить степень их использования» [Арктика..., 2000]. К этой программе были привлечены многие крупнейшие ученые и общественные деятели, открывшие богатейшие минеральные провинции на Севере. Несмотря на то что большинство жителей России связывали Север с объектом пушного промысла, успехи геологов и географов постепенно убедили не только население, но и власти, что недра этой территории являются богатейшей кладовой для развития промышленности страны.

В 20-е годы XX в. в Арктике были открыты и даже частично освоены месторождения угля, нефти и газа, агрохимических руд, алмазов, цветных и благородных металлов. В эти годы Н.Урванцевым было открыто, изучено и разведано сульфидное медно-никелевое Норильское месторождение, на котором в 1935 г. заработал металлургический комбинат. Норильский рудный район раскрыл свои неисчерпаемые богатства после открытий Талнахского и Октябрьского месторождений. Медно-никелевые руды были также обнаружены на Кольском полуострове, где заработал комбинат «Североникель». Потребности страны в фосфоритах были удовлетворены после открытия на базе Хибинских нефелин-апатитовых месторождений комбината «Апатит».

Выдающимися геологическими открытиями второй половины XX в. явились, наряду с расширением базы медно-никелевого сырья в Но-

рильском районе, обнаружение алмазоносных провинций в Якутии и в Архангельской области, нефтегазоносных провинций в Тимано-Печорском, Западно-Сибирском и Баренцево-Карском регионах.

С середины 60-х годов XX в. основной объем нефти и газа для удовлетворения внутренних и экспортных потребностей страны извлекался из недр Западной Сибири. Но эти запасы не беспредельны. Настало время вовлечения в эксплуатацию новых нефтегазоносных провинций.

Арктический сегмент Земли представляет собой колоссальный осадочный супербассейн, содержащий до 150 млрд т условного топлива (у.т.) углеводородного сырья. По-видимому, это не максимально возможная оценка. Открытие таких гигантов, как Прадхо-Бэй на северном побережье Аляски, Русановского и Ленинградского месторождений в Карском море и Штокмановского месторождения в Баренцевом, подтверждает это.

Перспективность освоения соизмеримых по своему потенциалу с Западной Сибирью Арктических окраин России доказана целенаправленными научно-исследовательскими, региональными геолого-геофизическими и поисково-разведочными работами.

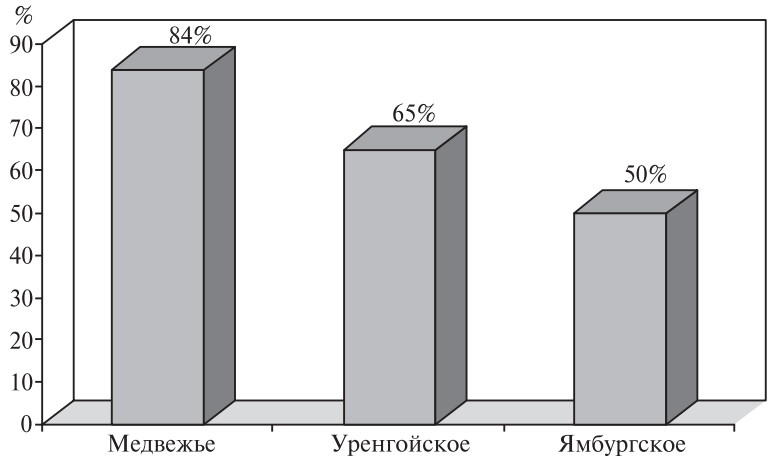


Рис. 0.2. Количество извлеченного природного газа из месторождений-гигантов Западной Сибири (из доклада А.Н. Дмитриевского на 7-м Российском нефтегазовом конгрессе. Москва, 2009 г.)

Запасы углеводородного сырья на всем арктическом шельфе России оцениваются в 90 млрд т у.т. Основная часть извлекаемых запасов по эксплуатационным и инфраструктурным критериям связана с акваториями Баренцева (включая Печорское) и Карского морей. Именно здесь в соответствии с научными рекомендациями, были сосредоточены основные объемы поисково-разведочных работ. В итоге было доказано существование крупной нефтегазоносной Западно-Арктической провинции [Грамберг и др., 2000].

Рубеж XX и XXI вв. можно назвать началом нового этапа изучения и освоения углеводородного потенциала Арктических морей. Это обусловлено не только открытием гигантских месторождений на шельфе, но и постепенным истощением запасов сырья в континентальных осадочных бассейнах, например, в Западно-Сибирском (рис. 0.2).

Очевидно, что Арктический сегмент Земли в XXI в. будет главным объектом прироста запасов углеводородного сырья. При его освоении, однако, возникают геологические, технологические и экологические проблемы, которые, зачастую, не встречались в континентальных осадочных бассейнах. Это может заметно увеличить себестоимость единицы добываемого сырья.

Одним из путей снижения затрат может быть применение наукоемких технологий при поисково-разведочных и инженерно-геологических работах. В условиях ограниченности инвестиционных ресурсов для проведения дорогостоящих геолого-геофизических исследований и высоких рисков поисково-разведочных работ на шельфе практическое значение приобретают относительно недорогие, но весьма наукоемкие методы косвенной оценки перспектив нефтегазоносности на базе уже имеющихся геолого-геофизических данных.

В нашей работе обосновывается эффективность включения в комплекс поисково-разведочных и инженерно-геологических работ изучение геотермических характеристик в осадочном чехле и в придонном слое воды.

Глава 1
Место геотермии в науках о Земле

1.1. Краткая история геотермии

История геотермии — науки о тепловом поле Земли — уходит в далекое прошлое. Зародившись еще в античные времена, это научное направление сложилось уже к концу средневековья, раньше всех остальных геофизических дисциплин. Уже в XVII–XIX в. трудами А.Кирхера, Р.Бойля, М.В. Ломоносова, А.Гмелина, П.С. Палласа, У.Томсона (лорда Кельвина) и других ученых были открыты важнейшие геотермические закономерности — рост температуры с глубиной, связь ее с составом пород, существование «нейтрального слоя», многолетней мерзлоты, «термоклина» в океанических водах и т.д. Именно эти наблюдения послужили импульсом для создания первой научной космогонической модели — знаменитой гипотезы И.Канта–П.Лапласа.

Согласно этой гипотезе, история планеты представлялась как ее остывание из первоначально расплавленного состояния. Впоследствии эта гипотеза вошла в противоречие с новыми астрономическими и геологическими фактами, прежде всего с открытием радиоактивности и вытекающими из этого геохимическими данными о возрасте Земли, который оказался значительно больше времени, необходимого для остывания раскаленного земного шара.

В 1868 г. тогда еще немногочисленные измерения температур в скважинах, шахтах и рудниках были по инициативе лорда Кельвина систематизированы и привели к выводу о том, что через каждые 100 м по глубине температура возрастает на 2,5–3,5 °С [Тепловой режим недр..., 1970]. Стала совершенно ясной необходимость изучения фундаментальных теоретических проблем геотермии — природы внутриземного тепла и глубинного теплового потока, термической истории Земли, условий формирования гидротерм. Эти проблемы, вместе с тепловыми моделями тектонической эволюции земной коры, составили основное содержание геотермических исследований в XX в.

Но в первой его половине доминировал теоретический анализ роли радиоактивности и других процессов в тепловом режиме Земли [Joly, 1909;

Strutt, 1906; Хлопин, 1937; и др.]. Подземные же температуры интересовали, в силу производственной необходимости, одних гидрогеологов. Поэтому результаты их измерений и региональные обобщения, представлявшие эмпирическую основу для теоретической геотермии, накапливались в гидрогеологических сводках, тогда как рядовые геофизики «забыли», что геотермия является геофизической наукой. Это ее место в кругу наук о Земле в полной мере осознавал великий В.И. Вернадский, призывая на XVII сессии Международного геологического Конгресса в 1937 г.: «Было бы важно, чтобы геологи обратили внимание на этот важнейший по существу геофизический комплекс проблем — на *геотермику*...» [Вернадский, 1960, т. 4, с. 226].

Однако в середине 60-х годов, практически синхронно с революционным переворотом в науках о Земле, вызванным рождением новой глобальной тектоники (тектоники литосферных плит), были сделаны важнейшие открытия, которые вернули геотермию в лоно геофизики и сделали ее ключевым инструментом для обоснования тектонических построений:

1) установление примерного равенства тепловых потоков на континентах и в океанах [Lee, Uyeda, 1965];

2) доказательство зависимости теплового потока от возраста тектономагматической активизации [Поляк, Смирнов, 1968];

3) обнаружение аномально высоких тепловых потоков в рифтовых зонах океанов и континентов, а также в активных частях трансформных разломов [Langseth, Von Herzen, 1971; Foster et al., 1974; и др.].

Эти открытия показали, что без анализа теплового поля Земли невозможно построить ни одну реалистическую геодинамическую концепцию[1]. Природа движущих сил тектогенеза во многом прояснилась благодаря количественным балансовым подсчетам теплопотерь в зонах дивергенции и конвергенции литосферных плит. Силы эти сегодня приписываются глобальной конвекции в астеносфере, нижележащей мантии и ядре.

В итоге тематика геотермических исследований расширилась, а их интенсивность стремительно возросла. Активно разрабатывалась аппаратура для наземных и морских геотермических измерений, утверждались «геотермические стандарты», проводились международные, региональные и зональные симпозиумы, создавались научные школы. Было написано множество монографий и статей по общетеоретическим проблемам геотермии и результатам региональных исследований; созданы базы данных, включающие все мировые результаты измерений различных геотермических параметров; опубликованы многочисленные карты и атласы глубинных температур и тепловых потоков. В Международном союзе геодезии и геофизики (IUGG) в 1968 г. была образована Комиссия по тепловому

[1] Стоит напомнить, что еще М.В. Ломоносов, размышляя о горообразовании, думал: «Сила, поднявшая таковую тягость, ни чему ... приписана быть не может, как господствующему жару в земной утробе» (*Ломоносов М.В.* О слоях земных. 1757–1759) (первая публикация в 1763 г.).

потоку. Геотермия стала полноправным звеном комплексных геолого-геофизических исследований строения земной коры и мантии и идущих там процессов.

Не менее интенсивно развивались прикладные направления геотермических исследований. Одним из них является освоение глубинного тепла — постоянно возобновляемого и экологически чистого источника энергии. Благодаря этому сегодня более шестидесяти стран мира используют термальные воды и тепло «сухих» горных пород для выработки электроэнергии, тепло- и хладоснабжения, в сельском хозяйстве и в индустриальных производствах.

Одновременно сформировалось и другое прикладное направление геотермии — произошло ее становление как метода разведочной геофизики. Экспериментальной основой этого явилось обнаружение связи величины геотермического градиента с минералогическим составом и литологией пород, которая отмечалась многими исследователями. Появился метод геотермического расчленения геологических разрезов. Выяснилось, что в большинстве геологических разрезов встречаются структурно-теплофизические неоднородности, обусловленные сосуществованием сложных структурных форм и контраста теплофизических свойств. В таких средах искажается тепловой поток за счет его перераспределения (рефракции). Для оценки глубинного теплового потока его рефракция, вызванная структурно-теплофизическими неоднородностями, является искажающим фактором, но при термической разведке именно эта рефракция теплового потока и, как следствие, искривление изотерм относительно поверхности Земли обусловливает наличие термоаномалий. Такие аномалии особенно ярко проявляются на месторождениях металлических руд, обладающих, как правило, очень высокой теплопроводностью по сравнению с вмещающими породами.

Таким образом, геотермия с полным правом может считаться не только важной областью теоретической геофизики, но и разведочным геофизическим методом, так что ее отсутствие в учебных планах подготовки геологов-геофизиков делает эту подготовку ущербной, что было ясно еще 40 лет назад [Черменский, 1969].

1.2. Проблематика геотермических исследований

В структуре геотермических исследований выделяются четыре направления: теоретические, региональные исследования, аппаратурно-методические разработки и решение прикладных задач.

Теоретическая геотермия рассматривает проблемы, связанные с происхождением источников тепла, условиями теплопередачи в недрах Земли, фазовым состоянием отдельных геосфер, геодинамической эволюцией литосферы и астеносферы, соотношением между тепловым и другими

геофизическими полями. Многие из этих проблем решаются путем синтеза эмпирических (экспериментальных) определений геотермических параметров.

Региональные исследования — основа как для теоретических разработок, так и решения прикладных задач. К сфере этих исследований относятся производство термометрических измерений и обобщение полученных данных для различных структурно-формационных зон или для разновозрастных областей континентальной и океанической коры, раскрывающие особенности их развития. Результаты региональных исследований позволяют судить о температурных условиях, в которых находятся горные породы и полезные ископаемые, что крайне важно для эксплуатации месторождений, а также для оценки и использования геотермальных ресурсов.

Аппаратурно-методические разработки направлены на обеспечение достоверного фактического материала и корректной интерпретации полученных данных. Они включают вопросы конструирования высокоточной термометрической аппаратуры для работы на континентах и акваториях в широком диапазоне температур: от отрицательных (в зонах многолетней мерзлоты) до температур плавления горных пород (в областях современного вулканизма). В комплекс такой аппаратуры входят устройства для измерений in situ температуры, геотермического градиента, коэффициентов теплопроводности и тепловых потоков. В сферу конструирования входит разработка как термочувствительных датчиков, так и преобразователей первичного сигнала и интерфейсов для автоматической регистрации результатов и обработки данных. Методика измерений должна обеспечивать достоверность получаемых данных, предусматривая учет различных техногенных и природных факторов, искажающих естественное тепловое поле и меняющих теплофизические параметры горных пород. Она требует постоянного использования математического аппарата для аналитической или модельной (численной) оценки влияния искажающих факторов, а также для статистической обработки данных.

Прикладные геотермические исследования направлены на решение двух практических задач. Одна из них — терморазведка месторождений полезных ископаемых (руд, углеводородов) в комплексе с другими геолого-геофизическими методами, другая — поиск, разведка и оценка геотермальных ресурсов для их теплоэнергетического использования в разных областях народного хозяйства. В данной монографии этот раздел не рассматривается.

1.2.1. Теоретические исследования

В первой половине XX в. эти исследования носили довольно абстрактный характер умозрительных построений. Они сводились главным образом к реконструкции тепловой истории Земли как планеты в зависимости от гипотез о температуре ее образования и состояния ее недр. Эти результаты были изложены в капитальных монографиях Г.Джеффриса [Jeffreys,

1952], Б.Гутенберга [1963], В.А. Магницкого [1965], Е.А. Любимовой [1968]. Проблеме температурного режима земной коры была посвящена классическая работа А.Н. Тихонова [1937].

Имеющие первостепенное значение для решения фундаментальных проблем геотермии эмпирические данные о тепловом потоке из недр были тогда очень редки (подробнее см. следующий раздел). Тем не менее, Ф.Берч предположил: «Кажется, что существуют вариации теплового потока, связанные с геофизическими и геохимическими вариациями регионального масштаба» [Birch, 1954, p. 652]. Рост числа определений теплового потока в разных районах Земли привел к тому, что в середине 60-х годов в теоретических геотермических исследованиях произошел качественный скачок.

Сначала результаты таких определений были обобщены У.Ли и С.Уеда, которые показали, что *средние значения плотности теплового потока* (*q*) *в раздельных выборках по континентам и океанам примерно равны*, *составляя около 60 мВт/м²* [Lee, Uyeda, 1965]. Этот вывод, подтвердивший впечатление от первых же измерений теплового потока в океанах [Revelle, Maxwell, 1952], был впоследствии проверен и повторен многими другими исследователями. Но он казался странным, так как генерация глубинного тепла считалась следствием распада радиоактивных изотопов ^{238}U, ^{232}Th и ^{40}K, концентрация которых в континентальной коре в 50 раз выше, чем в океанической [Смыслов и др., 1979]. Какой же теплогенерирующий процесс компенсирует дефицит радиогенного тепла в океанической коре? Это стало ясно после выявления спрединга океанического дна из-за новообразования коры над восходящими ветвями конвективных ячеек в мантии.

В 60–70-е годы XX в. на основании изучения особенностей распределения теплового и других геофизических полей в океане были созданы усилиями С.К. Ранкорна (S.K. Runcorn), Ф.Дж. Вайна (F.J. Vine), Д.Г. Мэтьюса (D.H. Matthews), Кс. Ле Пишона (X. Le Pichon) и других ученых качественные и количественные модели конвекции в мантии. Большой вклад в их обоснование внесли отечественные исследователи: В.А. Магницкий, А.С. Монин, О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков, Е.В. Артюшков, Л.П. Зоненшайн, А.В. Каракин, Л.И. Лобковский, Е.А. Любимова, В.П. Трубицын и др.

При учете генерации тепла за счет гравитационной дифференциации вещества Земли вынос его под океанами восходящими ветвями конвективных мантийных ячеек оказался по масштабу практически равным радиогенной теплогенерации в континентальной коре [Сорохтин, 1974; Langseth et al., 1966; Смирнов, 1980]. В итоге наблюдаемое равенство средних значений плотности кондуктивного теплопотока на континентах и в океанах получило теоретическое обоснование.

В середине 70-х годов этот вывод стал подвергаться сомнению из-за концентрации наблюдений в срединно-океанических хребтах и зонах задугового спрединга, где плотность кондуктивного теплового потока часто намного выше средней, вплоть до ураганно высоких значений (> 1000 мВт/м²). Воз-

никло представление о «сингулярности» теплового потока на оси спрединга. Но такие районы занимают лишь 5% площади Мирового океана, и если рассчитывать не арифметическое, а весовое среднее, то примерное равенство тепловых потоков на континентах и океанах сохраняется. Вместе с тем, в тех же зонах были встречены почти нулевые и даже отрицательные значения плотности кондуктивного теплопотока [Von Herzen, Anderson, 1972]. Они вызвали такое недоумение экспериментаторов, что их стали расценивать как аппаратурную ошибку. Но вскоре на качественных и количественных моделях было показано, что в зоне вертикальной разгрузки термального флюида геотермический градиент и, соответственно, кондуктивная составляющая теплового потока могут оказаться нулевыми. При этом все глубинное тепло выносится адвективным восходящим массопотоком, так что плотность суммарного теплового потока на оси спрединга имеет хотя и повышенное, но конечное значение. Более того, при разгрузке на океанское дно термального флюида по наклонной трещине ниже нее могут наблюдаться даже отрицательные значения геотермического градиента. Авторы не раз убеждались в этом воочию, используя для измерений разработанный в России многобазовый телеметрический геотермический зонд «ГЕОС-М», который оборудован инклинометром и позволяет измерять геотермический градиент и теплопроводность осадков in situ.

Другим достижением этого периода, имеющим общетеоретическое значение, стало *выявление зависимости плотности фонового* (*регионального среднего*) *кондуктивного теплопотока от возраста тектономагматической активности*. Как показали Б.Г. Поляк и Я.Б. Смирнов [1966, 1968], в континентальной коре эта плотность (q) уменьшается обратно пропорционально возрасту (t) фаз этой активности от молодых (кайнозойских) структур к более древним (мезозойским, палеозойским и допалеозойским), асимптотически приближаясь к минимальному значению около 36–40 мВт/м^2 в древнейших (дорифейских) блоках, в которых разница значений становится меньше относительной погрешности их определения, ±10% (рис. 1.1). Такой уровень можно условно считать универсальным «континентальный фоном».

Этот вывод российских ученых неоднократно проверялся и подтверждался зарубежными коллегами [Hamza, Verma, 1969; Sclater, Francheteau, 1970; Čermak, 1976; Kutas et al., 1976; Chapman, Furlong, 1977; Vitorello, Pollack, 1980; Sclater et al., 1981] и получил в западной литературе название «heat flow — age dependence» [Chapman, Pollack, 1976]. Одно из ее графических выражений представлено на рис. 1.1.

Глобальная возрастная изменчивость кондуктивного теплового потока на континентах нашла подтверждение и в корреляции частных значений q на региональном уровне: тот же тренд был обнаружен в южной части Русской платформы [Кутас, Гордиенко, 1971; Кутас, 1972, 1978], в фанерозойских структурах Сибири [Дучков, Соколова, 1974], Западной Европы [Čermak, 1976], в обрамлении Канадского щита [Jessop, Lewis, 1978], в Центральной Азии [Хуторской и др., 1990; Хуторской, 1996б].

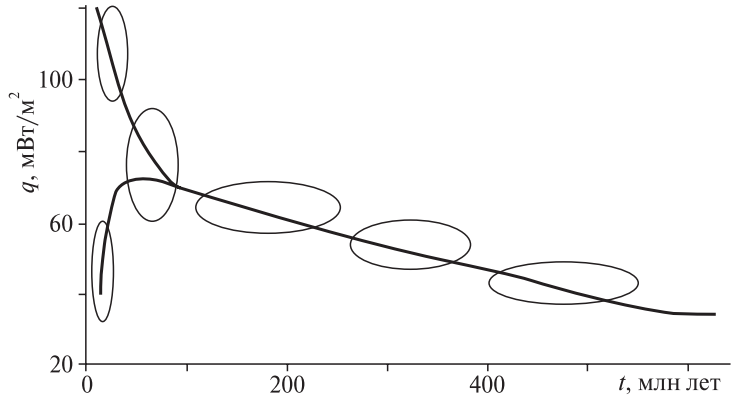


Рис. 1.1. Зависимость теплового потока (q) от возраста тектонических структур (t)
Эллипсы отражают длительность тектонических процессов (горизонтальная ось) и дисперсию теплового потока для соответствующего временно́го интервала (вертикальная ось)

Однако в частных значениях q, наблюдаемых в разных пунктах и разноглубинных интервалах, генеральный тренд проявляется лишь при однородности сопоставляемых данных в анализируемых выборках. В глобальной же совокупности таких значений он затушеван их широкой дисперсией, отчего некоторые исследователи стали вообще сомневаться в его существовании [Rao et al., 1982]. Но они не учли предшествовавшие работы [Sclater et al., 1981], в которых существование генерального тренда вытекало из осреднения частных значений q в четырех возрастных подразделениях коры материков по значениям абсолютных датировок пород в их пределах: моложе 250, от 250 до 800, от 800 до 1700 и старше 1700 млн лет. Такая группировка объективнее разделяет исходные данные, чем их отнесение к областям той или иной складчатости (тектономагматической активности), как было сделано в публикациях 60–70-х годов.

Дисперсия же частных значений q обусловлена, помимо хронологической неопределенности, многими причинами, или так называемыми искажающими факторами, мешающими оценить глубинный тепловой поток в пункте измерений.

Одну их группу составляют факторы, вызывающие приповерхностные искажения глубинного теплового потока. К ним относятся: а) влияния рельефа дневной поверхности и контрастной теплопроводности геологических тел, создающие квазистационарные геотермические аномалии преимущественно локального характера; б) изменения климата (температуры на границе геотермозоны), способные создавать нестационарные аномалии; в) циркуляция подземных флюидов, нарушающая условия кондуктивной теплопередачи.

При осреднении частных значений q в пределах крупного однородного геоблока (тектонической провинции) противоположные по знаку локальные эффекты каждого из перечисленных факторов в той или иной мере взаимно компенсируются, и поэтому фоновые оценки q приближаются к ее неискаженной (глубинной) величине.

Другой причиной искажений глубинного теплового потока являются тектонические перемещения горных масс. Вертикальные движения, сопровождающиеся седиментацией в погружающихся блоках и эрозией во воздымающихся, создают резкую дифференциацию наблюдаемого теплового потока в подвижных поясах. Из-за этого дисперсия q в кайнозойских мобильных поясах больше, чем в более древних стабильных блоках (см. рис. 1.1). По механизму возникновения такие аномалии, как и гидрогеотермические, относятся к адвективному теплопереносу. Они нестационарны; время их релаксации П.Морган и Дж.Сасс предложили оценивать формулой

$$t(L) = L^2/4a,$$

где a — температуропроводность, а L — мощность литосферы, так что при $L = 150$ км t достигает 250 млн лет [Morgan, Sass, 1984].

Такого же порядка, по нашим расчетам [Хуторской, 1996б], длительность возмущений, создаваемых шарьированием крупных пластин литосферы, например, в зонах субдукции.

Влияние всех вышеупомянутых факторов можно оценить количественно, если известны все необходимые для этого данные, и внести соответствующие поправки в результаты наблюдений. «Исправленные» локальные величины q в одновозрастных блоках коры гораздо более однообразны, чем наблюдаемые, и ближе к фоновому значению [Смирнов, 1980].

Еще одной причиной дисперсии q являются латеральные различия радиогенной теплогенерации, A, в верхах геологического разреза. Часто отмечается положительная корреляция A и q [Roy et al., 1968; Lachenbruch, 1970; Кутас, 1978]. Вместе с тем, есть признаки роста A в более молодых структурах [Pollack, 1980]. Исходя из общепринятых представлений об убывании концентраций радиоактивных элементов с глубиной, различия «поверхностной» радиогенной теплогенерации и связанные с ними вариации q можно рассматривать как отражение масштабов эрозии континентальной коры в исследуемых районах.

Протекающие в недрах энерготрансформирующие процессы (метаморфические, сейсмические и т.п.) тоже могут вызывать отличие глубинных значений q от наблюдаемых в верхах геологического разреза и, следовательно, быть причиной дисперсии последних. Пока оценить количественно эффект этих процессов трудно из-за неопределенности необходимых для этого исходных данных, но это одна из важнейших задач будущих геотермических теоретических исследований.

Наконец, величины оценок q зависят от методики их расчета и самих определений температурного градиента и особенно теплопроводности пород [Popov et al., 1999], что тоже является причиной дисперсии наблюдаемых частных значений q.

В итоге генеральный тренд возрастной изменчивости q в континентальной коре ясно виден только при анализе ее фоновых средних оценок в крупных регионах.

Возрастная изменчивость кондуктивного теплового потока проявляется и в океанической коре — в виде зависимости между значениями q и возрастом второго слоя океанической коры, оцененным по полосовым магнитным аномалиям океанского дна [Смирнов, 1968; Sclater, Francheteau, 1970]. Но здесь спад ее величин до минимального значения, практически совпадающего с «континентальным фоном», происходит гораздо быстрее. Как установили Дж.Слэйтер, О.Г. Сорохтин [1974] и другие исследователи, этот спад подчиняется зависимости вида:

$$q = K \cdot t^{-2},$$

где K — коэффициент, зависящий от теплофизических свойств литосферы, t — возраст коры, и при существующей погрешности определений плотности кондуктивного теплопотока на дне акваторий (±10%), прослеживается между 5-й и 18-й аномалиями, т.е. во временно́м интервале от 2 до 40 млн лет.

Вблизи же оси спрединга наблюдается квазисингулярность кондуктивного теплопотока, о которой говорилось выше. Причиной тренда, наблюдаемого в океанах, считается остывание новообразующейся литосферы, отражающееся в меняющихся значениях ее физических параметров (упругих, электромагнитных, плотностных) и в росте ее мощности по мере удаления от оси спрединга. На этом основании предложен метод оценки мощности океанической литосферы по данным о тепловом потоке [Городницкий и др., 1979], широко использующийся сегодня в геодинамических построениях.

Подобие возрастных трендов q в континентальном и океаническом блоках коры говорит о сходстве причин этих трендов. Различие темпов релаксации теплового импульса, выраженного в тектономагматической активности, многие исследователи связывают с меньшей мощностью литосферы под океанами, чем под континентами. Однако, если принять во внимание принципиальную разницу в механизмах формирования океанов и материков, становится ясным, что природа генерального возрастного тренда q в континентальной коре сложнее.

Этот тренд говорит о существовании в недрах континентов временных источников тепла, позволяя только идентифицировать такие источники в теплофизическом аспекте традиционным для геофизики путем решения обратных задач — созданием расчетных моделей, в которых подбираются отвечающие темпу изменения q глубина источника, его форма, размеры, мощность и время существования [Кутас, Гордиенко, 1972; Смирнов, 1972; Хуторской, 1985]. Априори эти источники отождествлялись с астеносферными диапирами, т.е. поднятиями горячего мантийного вещества. Но доказать справедливость этого постулата могло только выявление в зонах повышенного теплового потока прямых вещественных признаков вторжения такого вещества в континентальную литосферу.

Это стало возможным благодаря изучению изотопов гелия в подземных флюидах. Такое изучение, вскрывшее резкое различие величин от-

ношения $^3He/^4He = R$ в дериватах мантии, где оно ~10^{-5}, и в газах коры, в которой из-за распада U и Th образуется радиогенный гелий с отношением $\approx 2 \cdot 10^{-8}$ [Мамырин, Толстихин, 1981], обнаружило положительную корреляцию региональных средних оценок R и q, т.е. тройственную взаимосвязь q, t и R, выявившую *роль тепломассопотока из мантии в становлении континентальной коры и ее тепловом режиме* [Поляк и др., 1979; Поляк, 1988]. Этот результат ярко иллюстрирует плодотворность синтеза данных из разных наук о Земле — геофизики, геохимии и тектоники.

Благодаря обнаружению такой взаимосвязи стало действительно ясно, что и на континентах величина плотности фонового кондуктивного теплопотока отражает мантийный — сопряженный с выносом гелия, обогащенного изотопом ^3He, — тепловой импульс, проявляющийся в тектономагматической активизации коры. Как показывают геологические наблюдения, в истории практически любого блока континентальной коры эта активность проявлялась неоднократно. Ее многофазность в конкретном геоблоке свидетельствует о последовательном проявлении нескольких мантийных тепловых импульсов, каждый из которых оказывал соответствующее воздействие на геотермическое поле. Возраст же той или иной фазы тектономагматической активности отражает только время проявления конкретного импульса, ничего не говоря о его величине. Судя по тому, что характер и масштабы этой активности — как синхронной в разных регионах, так и разновременной в одном и том же участке коры — бывают существенно различными, приходим к выводу о том, что вызывающие ее мантийные тепловые импульсы имеют разную величину и, соответственно, разное время релаксации.

Это и есть универсальная причина затушевывания связи q и t в континентальной коре [Поляк, 2000]. Если в разных районах одного геоблока происходили разновременные и/или разномасштабные повторные мантийные импульсы (ответственные за те или иные фазы тектономагматической активизации), они должны были привести к различию в этих районах плотности глубинного кондуктивного теплопотока и соответствующей дисперсии наблюдаемых частных значений q, которая, естественно, усугубляется всеми другими искажающими факторами.

При одноактной тектономагматической активности изменение глубинного теплового потока в истории земной коры отвечает зависимости вида

$$q^{гл} \to f(t,\ M),$$

где M — масса мантийного вещества, внедрившегося в кору в момент t.

«Исправленные» (отвечающие глубинным) значения q должны совпадать во всех геоблоках, сформированных одним синхронным равновеликим импульсом (M_1 в момент t_1). Но если величина (мощность) такого импульса в разных блоках была разной, этого не будет.

Если такие импульсы в истории данного геоблока происходили неоднократно, то, поскольку температура и теплоемкость вторгающегося в

кору мантийного вещества очевидно всегда были одинаковыми, в конкретном пункте наблюдений

$$q^{гл} \to f(t_1,\ M_1;\ t_2,\ M_2;\ t_3,\ M_3\ ...).$$

Это объясняет встречающиеся в одном геоблоке (сформированном импульсом M_1 в эпоху t_1) обратные соотношения q в районах его разновременной повторной активизации (в моменты t_2 и t_3). Наблюдаемые в таких районах значения q будут больше, чем q_1. Причем когда M_2/M_1 равно или меньше M_3/M_1, то $q_3^{гл}$ должно быть больше $q_2^{гл}$, но если $M_2/M_1 > M_3/M_1$, то $q_3^{гл}$ может быть и меньше $q_2^{гл}$ (рис. 1.2).

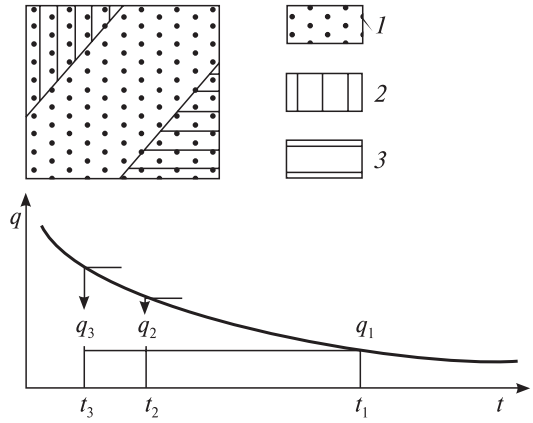


Рис. 1.2. Зависимость теплового потока от времени внедрения и массы мантийного вещества

1 — блок, сформированный импульсом M_1 в эпоху t_1; *2*, *3* — районы повторной тектономагматической активизации: *2* — во время t_2 (импульсом M_2), *3* — во время t_3 (импульсом M_3)

Важным элементом теоретических геотермических исследований является составление *планетарного энергетического баланса*. К достижениям таких исследований следует отнести выяснение общей структуры этого баланса [Поляк и др., 1972; Кропоткин, Поляк, 1973; Сорохтин, 1977; Iryama, 1977]. Расходная часть баланса складывается из полных кондуктивных теплопотерь Земли и выноса тепла в атмосферу и гидросферу (Мировой океан) вулканической и гидротермальной деятельностью. Энергетический эффект последних исследовался многими учеными [Verhoogen, 1946; Люстих, 1959; Любимова, 1962; Kappelmeyer, Haenel, 1974; Поляк, 1988]. В последней работе он оценивается величиной $1{,}9 \cdot 10^{12}$ Вт, а кондуктивные теплопотери — $3{,}1 \cdot 10^{13}$ Вт. Есть и другие оценки, но даже по максимальным из них, интегральные теплопотери Земли не превышают $4{,}3 \cdot 10^{13}$ Вт.

Современная мощность источников внутриземной энергии, важнейшими из которых считаются радиогенное тепло и гравитационная дифференциация, оценивается на основании многих предположений в

$(5{,}2–7{,}2)\cdot10^{13}$ Вт. Ее сопоставление с интегральными теплопотерями создает впечатление, что на нынешней стадии развития Земли генерация энергии в ее недрах превышает потери. Это расхождение может быть иллюзорным из-за неточности нынешних оценок всех составляющих геоэнергетического баланса (особенно его приходной части). Но если оно отвечает действительности, в Земле происходит либо накопление энергии (в виде, например, ее разогревания), либо мощный энергоемкий процесс типа общего расширения. Значение данных такого рода для выяснения общей эволюции Земли настолько велико, что оправдывает любые усилия для их уточнения, что может считаться одной из главных задач геотермии в XXI в.

1.2.2. Региональные исследования

В методологическом отношении геотермия сильно отличается от других геофизических методов. Эти особенности определяются, с одной стороны, сложностью объекта исследования, тесным взаимодействием и переплетением экспериментальных схем и теоретических модельных представлений уже на уровне получения исходных данных, а с другой — малым объемом доступных данных и ограниченностью современных знаний о процессах тепломассопереноса и о природе источников теплового поля.

Методологии геотермических исследований присуща сложная, многоуровневая архитектура.

Первый уровень образуют проблемы, непосредственно связанные с проводимым геотермическим экспериментом и получением данных о распределении температуры и теплофизических свойств среды в доступном для измерений интервале глубин. В отличие от измерений параметров гравитационного, магнитного или электрического полей Земли, геотермические измерения, проводимые на континентах в буровых скважинах или на акваториях в толще донных осадков, носят «индивидуальный характер». Этот факт обусловливается следующими моментами:

1) привязкой пунктов измерений на континентах к буровым скважинам, а значит, к объектам геологического поиска и разведки месторождений; на акваториях — их привязкой к местам распространения относительно мощного слоя донных осадков;

2) сложным взаимодействием возмущений, вносимых в среду в процессе измерений (нарушения, связанные с процессом бурения скважины, с естественной и вызванной конвекцией, с техногенными процессами и т.д.);

3) сильным влиянием рельефа и структуры разреза в окрестности скважины (наличие структурно-теплофизических неоднородностей, анизотропии теплопроводности, проницаемых разломов, циркуляции подземных вод по трещинным зонам и т.д.);

4) влиянием остаточного тепла источников геологического прошлого (неостывшие магматические очаги, термические нарушения на поверхности скольжения: экранирование глубинного потока аллохтонными пла-

стинами и «фрикционное тепло», выделение энергии за счет фазовых переходов).

В этих условиях получение геотермических данных, в отличие от ситуации с другими потенциальными полями Земли, когда измерения проводятся по площадям или профилям, включает в себя использование модельных представлений о структуре среды и физических процессах тепломассопереноса. Можно говорить о том, что само определение геотермических параметров осуществляется в результате довольно сложного интерпретационного процесса, в котором свою роль играют количественные методы анализа (расчет теплового поля в окрестности скважины, анализ изменчивости геотермических параметров по глубине и по латерали на основе статистической проверки значимости различий средних и дисперсий в выборках для интервалов глубин и для стратиграфических подразделений) и физические соображения, опирающиеся на эмпирическую основу (учет анизотропии теплопроводности, оценка влияния рефракции глубинного теплового потока, расчет влияния гидродинамических проявлений).

В процессе определения плотности теплового потока по традиционной «раздельной» методике измерения геотермического градиента и теплопроводности последняя, как правило, определяется в лабораторных условиях на образцах пород той или иной формы и различного размера. Однако теплофизические свойства массива могут в действительности отличаться от значений теплопроводности, полученных для отдельных образцов из-за влияния естественных термодинамических условий и влажности. Горные породы имеют различную степень кристаллизации, связанную с их возрастом, скоростью охлаждения в процессе образования. Они занимают положение от поликристаллических до аморфных структур, в зависимости от размеров зерен породообразующих минералов. С уменьшением величины зерна сокращается длина свободного пробега фононов, что приводит к снижению тепло- и температуропроводности. Таким образом, максимальные значения этих коэффициентов имеют породы кристаллической структуры, минимальные — аморфной. Так, в отличие от кристаллического кварца с теплопроводностью по осям 10,8 и 6,1 Вт/(м·К), у плавленного (аморфного) кварца теплопроводность (k) составляет всего 1,34 Вт/(м·К). Тепло- и температуропроводность (a) горных пород меняются при изменении направления теплового потока. Вдоль слоистости k и a выше, чем перпендикулярно им. Коэффициент анизотропии слоистых пород варьирует в пределах 1,01–2,0. Исключение составляют слюды, у которых этот коэффициент достигает 6,0.

На тепловые свойства пород значительное влияние оказывают тип насыщающего флюида и соотношение различных фаз, зависящее от величины пористости. С ее увеличением k горных пород уменьшается, так как возрастает доля участия в теплопередаче низкотеплопроводной поровой среды (жидкостей или газов). Теплопроводность воды в 4 раза выше, чем нефти, и в 14–25 раз превышает теплопроводность природных газов и воздуха, поэтому k водонасыщенных пород больше, чем у нефтенасыщенных, у которых, в свою очередь, k намного больше, чем у газонасы-

щенных. Сравнение теплопроводности в воздушно- и водонасыщенном состоянии показывает, что приращение значений k зависит от пористости горных пород. Так, если пористость пород порядка 5% и ниже, то поправка в значения k за счет влажности не превышает единиц процентов; с ростом пористости влияние влажности на теплопроводность становится более существенным, достигая иногда 90%. Для большинства осадочных пород-коллекторов за счет полной насыщенности водой величина k увеличивается на 30%. Изученные зависимости тепловых свойств горных пород от их состава, внутреннего строения, а также от других петрофизических характеристик в большинстве своем являются корреляционными, что обусловлено невозможностью учета всех факторов, влияющих на исследуемые величины. В этой связи имеющиеся модельные представления о реальных горных породах могут быть использованы только для оценочных расчетов тепловых свойств. Для получения более достоверных данных требуются экспериментальные исследования.

Тепловые свойства горных пород можно определять различными методами: экспериментально в лаборатории или in situ, оценивать по корреляционным зависимостям между разными физическими свойствами пород, рассчитывать аналитически на моделях и т.д.

Экспериментальный подход к определению тепловых свойств горных пород более трудоемок, чем аналитический, но позволяет получать эффективные значения тепловых параметров пород с достаточно высокой точностью. Кроме того, экспериментальные данные являются критерием истины для теоретических моделей.

Методы измерений in situ не получили достаточно широкого распространения в силу очень больших методических трудностей. Однако в последние годы они очень широко применяются в морской геотермии для определения теплопроводности донных илов, где они доказали высокую достоверность и точность результатов.

Результаты измерений геотермических градиентов в скважинах и теплопроводности горных пород позволяют определять плотность кондуктивного потока тепла. Конвективный же вынос тепла, обусловленный движением флюидов, в большинстве случаев можно лишь оценить с большей или меньшей степенью точности. Поэтому определение полного теплового потока представляет собой сложную проблему и сталкивается с определенными трудностями.

При стационарном геотермическом режиме и отсутствии искажений за счет рельефа и/или структурно-геологических неоднородностей тепловой поток не зависит от глубины измерений и, таким образом, является характеристикой географического пункта. Но из-за раздельного измерения геотермического градиента и теплопроводности при расчете теплового потока возможны несколько вариантов тренда геотермического градиента и теплопроводности по глубине. Рассмотрим некоторые из них.

1. Геотермический градиент постоянен по глубине (в пределах погрешности), геологический разрез состоит из однородной толщи пород, для которой коэффициент теплопроводности может быть рассчитан как сред-

нее арифметическое из всех измерений по образцам. Тогда тепловой поток q равен произведению градиента G на среднюю теплопроводность k:

$$q = k \cdot G.$$

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

$$q = (\Sigma G_i z_i \cdot \Sigma k_i z_i)/\Sigma z_i^2,$$

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

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

$$G_i = G_0 \cdot (h_i/H);$$
$$k_i = k_0 \cdot (h_i/H)^{-1};$$
$$q = k_0 \cdot G_0.$$

4. Геотермический градиент монотонно изменяется с глубиной. Проверка с помощью статистических критериев показывает, что эта корреляция значима. Теплопроводность остается статистически постоянной для всего исследуемого разреза. В этом случае рассчитанный поинтервальный тепловой поток изменяется с глубиной. На первый взгляд кажется, что такое значение следует отбраковать, так как оно не может быть использовано как региональная характеристика теплового потока. Однако прежде всего необходимо оценить влияние факторов, искажающих глубинный тепловой поток, и в первую очередь влияние гидродинамического фактора, формирующего конвективную компоненту глубинного теплового потока. Во многих случаях применение аппарата численного моделирования позволяет оценить глубинную составляющую теплового потока. Естественно, эти расчеты вносят дополнительную погрешность, но все же помогают рассчитать тепловой поток в малоизученных районах, где имеется всего несколько скважин для проведения геотермических исследований [Хуторской и др., 1990].

На втором уровне интерпретации возникает вопрос о влиянии целого ряда факторов на результаты определения геотермических параметров. В первую очередь это касается значений плотности глубинного теплового

потока. Среди возмущающих факторов основную роль играют процессы рефракции тепла, климатические вариации, влияние седиментации и эрозии, движение подземных вод в активной гидродинамической зоне. Методика учета этих факторов достаточно хорошо разработана, но неопределенность зачастую вносит недостаточная надежность принимаемых при расчетах начальных и граничных условий. Многочисленные примеры показывают, что неучет искажающих влияний может привести к ложному представлению о величине глубинного теплового потока, особенно, при оценке его по одиночному измерению.

Влияние процессов седиментации и эрозии на тепловое поле носит нестационарный характер. Физическая сущность процесса седиментации сводится к необходимости привлечения дополнительного тепла для нагревания осадков, а процесса эрозии — к удалению избыточного тепла в пространство. В первом случае тепловой поток с глубиной увеличивается, а во втором — уменьшается.

Величина искажения теплового потока при седиментации и эрозии зависит от скорости процессов, их продолжительности, тепловых свойств среды и генерации тепла. Расчеты по одномерной модели показывают, что искажения в 20% от величины глубинного теплового потока достигаются при скоростях и продолжительностях соответственно: 0,05 мм/год и 10^8 лет; 0,1 мм/год и $5{\cdot}10^7$ лет; 0,2 мм/год и $2{,}5{\cdot}10^7$ лет; 0,5 мм/год и 10^7 лет; 1 мм/год и $5{\cdot}10^6$ лет; 5 мм/год и 10^6 лет; 10 мм/год и 10^5 лет [Галушкин, Смирнов, 1987].

Скорости седиментации и эрозии на континентах и в океанах изучены достаточно хорошо. Они варьируют от 0,001 до 0,1 мм/год в стабильных структурах континентов и океанов и от 1 до 5 мм/год в активных структурах континентов и переходных зон (глубоководные желоба).

В глобальном плане влияние процессов седиментации и эрозии несущественно, так как площадь районов с интенсивным проявлением этих процессов пренебрежимо мала по сравнению с площадью континентов или океанов, но при рассмотрении теплового режима конкретных участков предгорных прогибов, желобов, окраинных или внутренних морей, а также горных сооружений неучет данных факторов может привести к неправильной оценке глубинного теплового потока. Например, измерения теплового потока в Западно-Туркменской впадине, где мощность осадочного чехла достигает 26 км, а скорость седиментации за четвертичное время — 2 мм/год, дали значения 25–35 мВт/м^2, а после введения поправки на седиментацию рассчитанные глубинные тепловые потоки оказались 32–48 мВт/м^2 [Аширов, 1984].

Теоретически, количественный эффект влияния эрозии должен быть таким же по абсолютной величине, как для седиментации, однако реально этот эффект сказывается в меньшей степени, так как эрозия происходит неравномерно даже в пределах одной складчатой системы [Royden, Hodges, 1984].

На этих примерах мы хотели бы продемонстрировать необходимость учета искажающих факторов в случае одиночных или групповых сква-

жинных геотермических измерений. В случае же полигонных работ, когда измерения проводятся по равномерной сетке профилей, в некоторых случаях возможно применение традиционных для геофизики методов обработки данных — их трансформации путем осреднения, пересчета в верхнее полупространство и т.п.

На третьем уровне архитектуры возникает собственно проблема интерпретации геотермических данных с целью получения информации о структуре литосферы и геодинамических процессах. В ряде случаев интерпретация может быть проведена на основе стационарных или квазистационарных моделей (области древних щитов и платформ, талассократоны). В этом случае при некоторых упрощениях (в частности, при игнорировании конвективного теплопереноса) задача сводится к постановке известной обратной задачи для уравнения Пуассона. В отличие от классических задач теории интерпретации потенциальных полей, в постановке задачи для термического поля нам в большинстве случаев неизвестно ни распределение источников тепла, ни условие на нижней границе области, если она не достигнута бурением и соответствующими геотермическими измерениями. Поэтому традиционно пользуются или теоретическими представлениями о нахождении глубинных изотерм (например, допущение об ассоциации подошвы литосферы с изотермой солидуса базальта [Morgan, Sass, 1984]), или корреляционными представлениями (например, нахождение параметра экспоненты радиогенной модели из корреляции поверхностного теплового потока и поверхностной теплогенерации [Birch et al., 1968]).

Наиболее важное теоретическое и практическое значение имеет задача реконструкции палеотермических режимов активных в тектоническом отношении областей (рифтовых зон, областей внутриплитного магматизма, осадочных бассейнов, зон субдукции и коллизии, и т.д.). В решении этой задачи на первый план выходят физические аспекты постановки задачи и использование тех или иных дополнительных данных, накладывающих ограничения на возможную эволюцию теплового режима литосферы (тектонические, геохимические, петрологические и другие данные). Математические постановки эволюционных задач и соответствующее численное моделирование позволяют сформулировать определенные выводы относительно характера эволюции литосферы и связи теплового режима, магматизма и метаморфизма. Однако в силу ограниченности имеющегося комплекса информации эти выводы носят характер оценки вероятности данного физико-геологического сценария.

В качестве примера можно привести моделирование термического режима литосферы на этапе развития континентального рифтогенеза и на этапе структурной перестройки океанической коры в континентальную.

Обратная задача геотермии для континентального рифтогенеза решается на основе анализа взаимодействия поднимающегося мантийного плюма с веществом литосферы в рамках полной гидродинамической задачи или, в определенных условиях, в более простой модели термического утонения литосферы [Глико, Ровенских, 1985]. Критерием выбора оптималь-

ных моделей служат данные по эволюции составов вулканических пород, изверженных в пределах рифтовой зоны, которые позволяют получить оценки изменения во времени мощности литосферы. Решение краевых задач с использованием этой информации дает возможность провести реконструкцию палеотермического режима литосферы, т.е. определить возможную эволюцию глубинного теплового потока.

На этапе структурной перестройки палеоокеанической литосферы в переходную, а затем в континентальную происходит образование конвергентных зон, сопровождающихся формированием субдукционных, обдукционных и коллизионных структур, а также зон задугового спрединга. В конвергентных зонах термическое поле подвергается влиянию экранирующего эффекта аллохтонных пластин, который по своей природе является нестационарным, но продолжается от десятков до сотен миллионов лет, в зависимости от суммарной мощности этих пластин — в этом случае наблюдаемый тепловой поток ниже глубинного, существовавшего в палеоокеанической литосфере; в зонах задугового спрединга глубинное тепловое поле искажается влиянием дополнительного тепла, вносимого конвективно в литосферу за счет внедрения разогретого мантийного вещества — в этом случае наблюдаемый тепловой поток также имеет нестационарную природу, но он выше глубинного, «доперестроечного» [Хуторской, 1996б].

Приведенные примеры показывают, что тепловой поток, в отличие от других геофизических параметров (Δg, ΔT и др.), отражает не современные, а палеотермические источники. Это обусловливается низкой температуропроводностью литосферы и продолжительным процессом прохождения кондуктивного тепла через нее. Практически во всех типах геологических структур, кроме докембрийских платформ, мы имеем дело с нестационарным тепловым потоком. Время формирования термических источников можно определить, если на основании независимых данных задать их глубину, и наоборот, задав время «включения» источников по независимым геолого-геофизическим данным, можно определить их глубину. На этом принципе основаны методы определения глубины «термической астеносферы», которая ассоциируется с изотермой солидуса мантийного вещества.

Взаимодействие литосферы и подстилающей ее астеносферы определяет все основные геодинамические проявления в сложной эволюционной истории Земли. И в этом смысле роль геотермии для понимания закономерностей тектонического развития трудно переоценить.

Региональная геотермическая информация традиционно отображается на картах. Геотермические карты являются обобщающим, отчетным и наиболее наглядным материалом, отражающим результаты региональных исследований.

Типы геотермических карт могут быть весьма разнообразными. Их можно классифицировать по картируемому параметру (геотемпературные карты, карты теплофизических свойств среды, карты теплового потока и т.д.), по форме отображения (карты фактического материала, карты в

изолиниях, карты трансформированных полей и т.д.), по масштабу (планетарные, региональные, локальные) и т.д.

Очень распространенным видом геотемпературных карт являются карты изотерм на различных литолого-стратиграфических и уровенных срезах, глубин залегания определенных геотерм (например, изотермы Кюри, изотермы солидуса базальта, мощности гелиотермозоны и др.). Сопоставление таких материалов с данными о геологическом строении, о гидрогеологических условиях и параметрах других геофизических полей позволяет установить основные факторы, влияющие на распределение глубинных температур, и оценить их роль в различных случаях.

При публикации расчетных температур весьма важно доказать применимость той или иной геотермической модели и схемы экстраполяции температур. Наиболее корректной является схема, в которой значения теплофизических параметров, фонового теплового потока и распределение температур на подошве «нейтрального слоя» задаются по эмпирическим данным. Поэтому возникают специальные задачи по картированию распределения теплофизических параметров (главным образом теплопроводности) и теплового потока. Информация о теплопроводности на континентах дается в виде одномерной картины распределения по глубине скважин. Картирование теплопроводности в изолиниях на континентах не принято, так как скважины, из которых берутся образцы, отстоят друг от друга на значительные расстояния, поэтому межскважинная интерполяция может дать искаженные результаты. Представление картины распределения теплопроводности в донных осадках акваторий дается в виде изолиний, что объясняется частым и равномерным расположением станций на измеряемом профиле и относительной однородностью теплопроводности донных илов.

Особое место занимает проблема картирования теплового потока. Тепловой поток отражает структуру источников тепла, которые одновременно могут быть источниками других геофизических полей. Это обусловливает генетическую корреляцию геофизических полей, в том числе и теплового поля. Накопление данных о тепловом потоке позволило провести картографические обобщения для различных континентальных и океанических регионов. В отличие от других геофизических параметров картирование теплового потока производится в абсолютных единицах, без выделения нормальной и аномальной составляющих. Однако возможно картирование и аномальной составляющей. С этой целью, в зависимости от задач картирования, могут быть предложены понятия глобального фона, определяемого средним кондуктивным тепловым потоком Земли или стабильных тектонических областей континентов и океанов, или локального фона, определяемого средними значениями теплового потока в конкретных тектонических структурах. С помощью таких трансформаций удобно изучать аномалии разной глубинности — от мантийных до приповерхностных. Тепловое поле является одним из потенциальных полей Земли, поэтому к нему может быть применен тот же математический аппарат трансформаций, который хорошо разработан в применении к гравитаци-

онному и магнитному полям. Ясно, что для выявления разных типов аномалий необходима различная плотность измерений и выбор соответствующих масштабов карт.

Изображение поля тепловых потоков на карте может представляться в различных формах. Традиционными являются представление карты фактического материала, т.е. такой карты, на которой на географической или на геолого-географической основе нанесены точки измерений теплового потока и указано его значение в единицах теплового потока (в системе СИ — в мВт/м^2), а также карты в изолиниях теплового потока. Сечение изолиний выбирается таким, чтобы не менее, чем в 2,5–3 раза оно превышало погрешность измерений. Реально при относительной погрешности 10% для фонового глобального теплового потока сечение изолиний должно быть 15 мВт/м^2. На локальных участках, где не наблюдается резких вариаций теплового потока, допускается сгущать изолинии — сечение их может быть даже 5–10 мВт/м^2.

В отличие от методов картирования других геофизических полей (гравитационного, магнитного, электрического), где существует более или менее равномерная сетка измерений, данные теплового потока на континентах приурочены к скважинам, которые, в свою очередь, бурятся на месторождениях и рудопроявлениях. Наиболее изученными в связи с этим оказываются осадочные бассейны континентов, где интенсивное поисково-разведочное бурение на нефть и газ обусловливает параллельное проведение геотермических исследований. В складчатых поясах измерения теплового потока также приурочены к рудопроявлениям и месторождениям, однако плотность таких измерений намного ниже, чем в осадочных бассейнах. Таким образом, огромные «неперспективные» площади континентов остаются геотермически неизученными.

На акваториях проводить геотермические исследования методически проще. Тепловой поток через дно морей и океанов с помощью погружных зондов может быть измерен практически везде, где есть донные осадки. Поэтому там нет четкой корреляции между приуроченностью пунктов измерений и перспективностью данного участка дна акваторий. Однако к узловым структурам океанической коры, характеризующимся геолого-геофизическими неоднородностями (срединно-океанические хребты, трансформные разломы, зоны перехода от континента к океану), традиционно было приковано большее внимание исследователей. Поэтому плотность измерений теплового потока в таких районах существенно выше, чем в «спокойных» участках дна.

Особую ценность представляют полигонные исследования теплового потока на акваториях. На некоторых полигонах плотность геотермических измерений превышает 10 измерений/милю^2. Метод полигонных океанических исследований дает несравненно более надежную информацию, чем одиночные измерения, и позволяет установить тонкую структуру геотермического поля, оценить вклад различных видов теплопереноса в океанической коре, корректно рассчитать глубинные температуры и фоновый тепловой поток. Подобные полигоны — это, пожалуй, единст-

венный вид структур, где может быть проведено картирование теплового потока без потери фактора объективности.

Анализируя карту теплового потока в изолиниях, следует иметь перед глазами и карту фактического материала: там, где отсутствуют скважинные измерения, проведение изолиний нужно считать прогнозным. При интерполяции геотермических данных, так же, как и при картировании других геофизических полей, учитывается независимая геологическая информация: наличие пликативных и дизъюнктивных нарушений, проявления современного и палеовулканизма и гидротермальной деятельности и т.д. Эти геологические особенности позволяют обосновать проведение изолиний на тех площадях, где отсутствуют прямые данные о тепловом потоке. Однако оценка величины теплового потока на этих площадях приобретает субъективный характер и зависит от «геологических пристрастий интерпретатора».

В последние годы очень популярным стал способ отображения теплового потока с помощью «лоскутного одеяла». Под этим термином понимается разбиение картируемой территории на квадраты и присвоение квадрату среднего арифметического (или весового) значения теплового потока и соответствующего среднеквадратичного отклонения из всех попадающих в квадрат точек. При этом назначается градация средних значений и дисперсий, которая отражается цветом, штриховкой или крапом. Можно, например, цветом отразить среднее значение, а крапом — дисперсию. Карта становится легко читаемой. Такое отображение теплового поля более объективно, чем рисовка изолиний, потому что позволяет судить и о величине поля, и о достоверности оценки среднего, и о разбросе данных, а также показывает, какие площади совершенно не изучены («белые пятна»), а какие изучены слабо (1–2 измерения). В этом случае среднеквадратичные отклонения (СКО) не рассчитываются и, следовательно, крап не наносится.

За основу при построении карты обычно принимают измеренные, а не исправленные данные. Такой способ изображения дает искаженную картину глубинного теплового потока в тех регионах, где он экранирован мощным осадочным чехлом или аллохтонными пластинами. Это, как правило, предгорные и межгорные прогибы, глубоководные желоба, а также линейные складчатые пояса. Однако введение соответствующих поправок в измеренные значения требует знания дополнительной геологической информации, не всегда доступной; методы расчета поправок, которыми пользуются авторы, не унифицированы, поэтому представление скорректированных данных только вносит дополнительную погрешность.

Введение поправок необходимо, но на стадии геолого-тектонической интерпретации, а не на стадии представления фактического материала.

Комиссия по тепловому потоку Международного союза геодезии и геофизики на своем заседании в 1985 г. (г. Прага) рекомендовала при составлении карт теплового потока вводить только поправку на влияние рельефа, одновременно рекомендовав унифицированный алгоритм ее рас-

чета. На картах обычно не показываются тепловые потоки, измеренные в зонах влияния мощных конвективных процессов, которые полностью искажают его кондуктивную компоненту.

Геотермические карты крупных регионов, как правило, не содержат косвенных определений теплового потока, о которых мы упоминали выше, но на картах фактического материала локальных полигонов применяется совместное изображение (разными условными знаками) прямых измерений и косвенных оценок [Подгорных, Хуторской, 1997]. Карты теплового потока предназначены для комплексной геологической интерпретации геофизических данных, поэтому обычно на карту наносится дополнительная информация: геологические и тектонические границы, контуры нефтегазоносных бассейнов и рудных полей, главные разломные зоны, локализация геофизических аномалий и т.п. Следовательно, представление картографической геотермической информации является важным этапом для понимания природы теплового потока, нахождения его фоновых значений и выделения аномалий.

Наблюдаемое вблизи земной поверхности распределение теплового потока представляет собой суммарный эффект различных по интенсивности и длительности процессов теплогенерации, осложненных различиями в условиях теплопередачи. Для нахождения какой-либо одной составляющей потока необходимо исключить влияние всех остальных. Практическая возможность подобного разделения основывается на привлечении разнообразных геолого-геофизических данных, а также на предположении, что различные по своим масштабам и характеру геологические особенности создают поля разного масштаба и разной амплитуды. Локальные возмущения геотермического поля, или аномалии, всегда привлекают исследователей, ведущих как теоретические, так и практические работы. Это связано, с одной стороны, с тем, что размеры и глубинность аномалий могут быть совершенно различными: от региональных мантийных до локальных приповерхностных, а с другой — с тем, что причины появления аномалий также весьма разнообразны: они вызваны или источником избыточного тепла, или перераспределением теплового потока, или появлением конвективной компоненты.

Установление причины появления аномалии и характеристик аномального тела — это основная задача интерпретации любого геофизического поля, обратная задача геофизики. Как в любом геофизическом методе, в геотермии также существует неоднозначность при решении обратной задачи. Для ее оптимизации привлекаются независимые данные, получаемые из геологического изучения объекта или из других геофизических полей. То же и в геотермии: решение обратной задачи невозможно без комплексного анализа всей имеющейся информации.

Более простым является решение прямой задачи — найти величину аномалии, если известны: природа, форма, размеры и физические свойства аномалиеобразующего объекта. Эта задача сводится к решению дифференциального уравнения в частных производных с принятыми граничными и начальными условиями. В настоящее время такого рода

решения аналитическими или численными методами с использованием компьютеров уже не представляют особого труда. В этом случае требуется перебор множества вариантов физических, геометрических свойств тела, граничных и начальных условий, адекватных имеющейся геологической информации с тем, чтобы подобрать наиболее близкое распределение наблюдаемого геофизического поля и результатов моделирования. Такой метод позволяет остановиться на нескольких вариантах, приемлемых для объяснения природы наблюдаемой аномалии.

При решении прямой задачи геотермии выбор вариантов теплофизических свойств ограничен как их непосредственными измерениями, так и соображениями о возможном веществе или горной породе, находящейся вне сферы нашего изучения. В этом случае теплофизические свойства этой породы принимаются по табличным данным с учетом *PT*-условий ее нахождения или рассчитываются на основании корреляции с другими физическими свойствами. Граничные условия принимаются по данным измеренных температур и/или тепловых потоков, а если такие измерения недоступны, то из общетеоретических соображений. Например, непосредственное измерение на подошве литосферы невозможно, но принято, что подошва «термической литосферы» ассоциируется с температурой солидуса базальта, которая известна из эксперимента. Или другой пример: величина теплового потока из мантии непосредственно не измеряется, но из концентрации радиоактивных элементов можно определить долю радиогенного тепла в земной коре — значит, остальная часть тепла поступает из мантии. Таким образом, использование независимой геолого-геофизической информации позволяет качественно понять и количественно оценить аномалиеобразующие факторы.

Среди причин, обусловливающих региональные аномалии теплового потока, следует назвать неравномерное распределение радиоактивных элементов и неравномерную конвекцию в мантии. Эти особенности распространяются на целые геологические провинции и длительное время сохраняются без изменений интенсивности. Их можно считать квазистационарными. Эти аномалии представляют наибольший интерес для изучения термодинамических процессов и эволюции глубинных геосфер.

Локальные аномалии вызываются различными причинами, приуроченными к внешним геосферам, вплоть до земной коры. Существенное влияние на характер локального теплового поля оказывают строение осадочного чехла, рельеф кристаллического фундамента, гидродинамические процессы, тектонические движения и т.п.

Общий анализ локального или регионального распределений теплового потока начинают с разделения на нормальную и аномальную составляющие, затем выделяют стационарную и нестационарную компоненты, проводят качественное истолкование и количественное моделирование с целью получения данных об аномальном объекте.

При региональной интерпретации геотермических данных локальные аномалии являются искажающим фактором и их необходимо рассчитать для того, чтобы ввести соответствующие поправки в наблюденное зна-

чение теплового потока. Для этого разработана целая теория — теория поправок в наблюденное геотермическое поле. Методики их расчета описаны в десятках монографий. В концентрированном виде эти методики изложены нами [Хуторской, 1996а].

1.2.3. Аппаратурно-методические разработки

Без решения аппаратурно-методических задач невозможно получить достоверный фактический материал и провести корректную интерпретацию данных. Этот круг проблем включает вопросы конструирования высокоточной измерительной аппаратуры для работы на континентах и на акваториях в различных диапазонах температур: от отрицательных — в зонах вечной мерзлоты до температур плавления горных пород — в областях современного вулканизма. В комплекс геотермической аппаратуры входят устройства для измерений температуры, геотермического градиента, коэффициентов теплопроводности и тепловых потоков. В сферу конструирования включаются как разработки термочувствительных датчиков, так и преобразователи первичного сигнала, и интерфейсы для автоматической регистрации результатов и обработки данных.

Методика проведения геотермических работ должна быть оптимальной для получения наиболее достоверных данных; она должна предусматривать учет различных техногенных и природных факторов, искажающих естественное тепловое поле. Освоение методики геотермических измерений немыслимо без освоения математического аппарата, который применяется для аналитического или численного расчета искажающих факторов, а также для статистической обработки данных.

В этом разделе мы не будем подробно описывать все многочисленные разработки в области геотермического приборостроения, а приведем информацию только о тех измерительных зондах, которые применялись для изучения теплового поля в Арктических акваториях.

Аппаратура для геотермических измерений на океанах разрабатывалась как универсальная, приспособленная для измерения и в полярных, и в экваториальных широтах. Она усовершенствовалась в течение всего периода регионального изучения геотермии акваторий. В настоящее время наибольшие успехи в геотермическом приборостроении достигнуты в США, Канаде, Японии и в России.

Первые зонды, работающие с электрической схемой, были применены в 1956 г. Ф.Буллардом, А.Максвеллом и К.Ревеллом [Bullard et al., 1956]. Их зонд представлял собой трубу длиной 5 м и диаметром 25 мм. Внутри трубы размещалась медь-константановая термопара, спаи которой имели улучшенный тепловой контакт с материалом трубы вблизи верхнего и нижнего концов. Полость трубы заполнялась маслом, которое обеспечивало электрическую изоляцию проводов термопары и дополнительную динамическую защиту. Спаи термопар регистрировали термоЭДС, возникающую между «горячим» и «холодным» концами. Помещенный в раз-

рыв провода, соединяющего спаи, регистратор после калибровки фиксировал разницу температур, что позволяло легко перейти к геотермическому градиенту. Регистратор представлял собой самописец, питаемый от аккумулятора. Однако этот зонд имел большую инерционность. Время установления равновесных температур составляло 40–50 мин, и не всегда удавалось с судна удержать зонд в донных осадках. Теплопроводность осадков измерялась в бортовой лаборатории по образцам, взятым грунтовой трубой. Впоследствии этот зонд был дополнен собственной грунтовой трубой, но все равно инерционность оставалась очень большой для такой сложной методики, как измерение теплового потока в дне акваторий с борта судна.

В термозонде Ламонтской геологической обсерватории (зонд Юинга) [Gerard et al., 1962] датчики находились в отдельных тонких трубках, размещенных с внешней стороны грунтовой трубы на диэлектрических подставках. Преимущества этого зонда заключались в том, что он был многоканальным (3, 5 или 6 датчиков), имел собственную грунтовую трубу и относительно малую инерционность. Градиент температуры с помощью такого зонда можно было измерить за 5–10 мин. Регистратор этого зонда представлял собой зеркальный гальванометр с механическим кольцевым переключателем, поочередно включавшим каждый из датчиков в измерительный мост.

Модификацией зонда Юинга являлся зонд Хенеля [Haenel, 1972]. Он состоял из длинной грунтовой трубки с выступающими сбоку от нее игольчатыми датчиками и из герметичного контейнера с автономным электронным регистратором. Контейнер был оборудован внешними стабилизаторами для отвесного внедрения прибора в донные осадки. Над контейнером укреплен рычаг груза-разведчика, подвешенного на вспомогательном тросе, длина которого на несколько метров больше общей длины зонда. При касании дна грузом-разведчиком срабатывала пружина выключателя питания регистратора, и на его схему подавалось напряжение от источника.

Термозонд Листера [Lister, 1970] имел длину 2 м и содержал 12 датчиков-термисторов, из которых верхний и нижний фиксировали разность температур, а остальные десять — теплопроводность донных осадков в их естественном залегании. Это был заметный прогресс в конструировании зондов. Зонд был снабжен цифровым регистратором, который формировал сигнал в двоичном коде. Этот сигнал с помощью цифроаналогового преобразователя перезаписывался на диаграммную ленту при помощи дешифрирующего устройства. Такой по современным меркам странный подход к регистрации объяснялся ограниченной емкостью питания и слабым распространением в то время (1970 г.) микропроцессорной техники.

Модификацией этой конструкции, но уже на более совершенной элементной базе явился зонд Хиндмана [Hyndman et al., 1979]. В этом приборе также были задействованы 12 термодатчиков, которые по программе измеряли сначала температуру в осадках, а затем их теплопроводность in situ. Особенностью этого зонда было то, что он опускался автономно, на

тросе, но информация в режиме on-line передавалась по акустическому каналу на борт судна.

В СССР геотермические зонды разрабатывались с конца 60-х годов в Институте радиоэлектроники АН СССР совместно с Институтом физики Земли, в Геологическом институте АН СССР, в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. В этот период был создан серийный зонд ПТГ [Любимова и др., 1973]. Его последняя модификация ПТГ-3МТБ представляла собой одноканальный легкий автономный зонд типа «зонда Булларда», в котором в качестве датчиков использовалась батарея из десяти медь-константановых термопар. Длина проводов, разделяющих спаи, составляла 3 м при длине измерительной базы 1 м. Это было сделано для предотвращения влияния теплопередачи по электрическим проводам. Несмотря на то, что зондом ПТГ было сделано более 2 тыс. измерений теплового потока в различных океанах и морях, в том числе, с дрейфующей станции СП в Центральной Арктике, он имел много недостатков, которые и остановили его дальнейшее развитие. Во-первых, это был одноканальный зонд относительно небольшой длины, во-вторых, регистрация на внутренний самописец имела много механически слабых мест и зачастую отказывала, в-третьих, зонд не имел грунтоотборника, глубина проникновения зонда фиксировалась субъективно по наличию следов ила на зонде или по изгибу штанги, в-четвертых, зонд был легким и при его внедрении в осадки и «перетравке» троса происходило заколышевание троса и, как следствие, его частый обрыв.

С помощью прибора ТГЦП, разработанного сотрудниками Геологического института КНЦ РАН под руководством С.П. Григоряна, было получено основное количество данных температурного зондирования на станциях в Баренцевом море [Левашкевич и др., 1992а]. Прибор представлял собой двухканальный цифровой измеритель геотермического градиента с длиной каждой базы 1 м и с твердотельным запоминающим устройством, размещенным в герметичном контейнере. В качестве термочувствительных датчиков применялись кварцевые пьезорезонаторы. Чувствительность датчиков была оценена авторами как ±0,001 °С, а точность измерения градиента температуры — как ±2 мК/м. Недостатком прибора было то, что конструкция его контейнера не позволяла проводить измерения при глубинах более 2000 м. Это выяснилось во время одного из спусков в Атлантическом океане при глубине более 4000 м. Контейнер прибора был деформирован (рис. 1.3) и зонд был больше не пригоден для измерений.

С 1985 г. во всех российских и международных экспедициях для геотермических исследований мы используем геотермическую систему «ГЕОС». Первая модификация этого прибора (ГЕОС-1) была разработана на кафедре информационно-измерительной техники Куйбышевского политехнического института [Матвеев, Рот, 1988]. В дальнейшем постоянное усовершенствование системы «ГЕОС» проводилось в Научно-производственном предприятии «ПАЛС» (г. Самара), которое создали разработчики этого прибора.

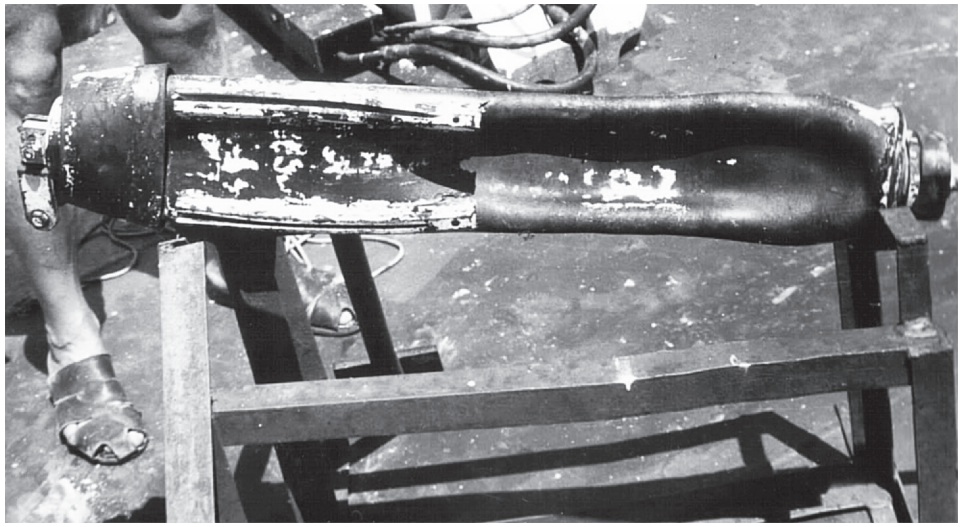


Рис. 1.3. Контейнер зонда ТГЦП после деформации

Зонд предназначен для автоматического измерения температуры донных осадков, градиента температур на четырех измерительных базах длиной по 0,5 м каждая, теплопроводности осадков на тех же базах, гидростатического давления (глубины), температуры воды, угла внедрения зонда в осадки (угла отклонения от вертикали) и определения на основе полученных данных глубинного теплового потока Земли через дно акваторий. Кроме того, зонд позволяет осуществлять вертикальное температурное зондирование водной толщи до глубины 6 км. Результаты измерений указанных параметров заносятся в память компьютера и отображаются на экране дисплея.

Зонд состоит из погружаемой части и бортового блока, связанных между собой кабель-тросом (рис. 1.4, *А*, *Б*, см. цв. вкл.). При работах в арктических акваториях мы использовали геофизический кабель КГ-3-60-180. Зонд запитывается от сети переменного тока частотой 50±1 Гц напряжением 220±22 В. Бортовой блок зонда предназначен для работы с персональным компьютером через стандартный порт USB (рис. 1.5).

Погрешность измерений/разрешающая способность измерения параметров следующая:

— температура, °С	0,01/0,001;
— градиент температур, К/м	0,002/0,001;
— теплопроводность донных осадков, %	5/0,01;
— гидростатическое давление, %	0,15/0,005;
— угол внедрения зонда, град.	1/0,1.

Принцип действия системы заключается в том, что все непосредственно измеряемые величины (температура, термоградиент, гидростатическое

давление, угол внедрения) в погружаемой части преобразуются в цифровые двоичные коды, которые передаются по проводной линии связи в бортовой блок, а затем вводятся в персональный компьютер для последующей обработки. Полученные данные отображаются на экране дисплея в виде таблиц или графиков, а на их основе автоматически вычисляются значения термоградиента, коэффициента теплопроводности донных осадков и плотности теплового потока на различных базах. Кабель-трос, по которому передается измерительный сигнал, используется также для электрического питания погружаемой части системы.

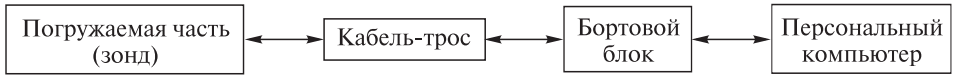


Рис. 1.5. Блок-схема геотермического зонда

Основными блоками системы являются погружаемая часть (зонд), бортовой блок и персональный компьютер (см. рис. 1.5).

Погружаемая часть (зонд) представляет собой герметичный контейнер, к которому пристыкованы два комплекта температурных датчиков (две «косы»): коса термоградиентов и коса теплопроводностей. Обе косы идентичны по конструкции и взаимозаменяемы. Каждая коса содержит распределенный по длине нагреватель, пять температурных сенсоров (через 0,5 м) и микроконвертор, осуществляющий поочередный опрос температурных сенсоров и преобразование их сопротивлений в цифровые коды. В качестве температурных сенсоров применены миниатюрные термисторы, имеющие сопротивление 2 кОм при температуре 25 °С. Различие в функциях двух используемых кос определяется местом их подключения к зонду. В косе для измерения теплопроводности по команде оператора включается ток нагрева.

В контейнере зонда находятся датчики гидростатического давления, температуры воды и угла внедрения зонда, микроконвертор, преобразующий сигналы датчиков в цифровые коды, и микропроцессор, обеспечивающий передачу всех цифровых данных по кабелю в бортовой блок.

Бортовой блок обеспечивает передачу измерительной информации, получаемой с зонда, в персональный компьютер и электрическое питание зонда. Кроме того, в бортовом блоке индицируется наличие передачи измерительной информации, а также возникновение отказов в линии передачи (обрыв, короткое замыкание).

В персональном компьютере осуществляются вычисление всех прямо или косвенно измеряемых параметров и их представление в виде таблицы и графиков.

Датчик температуры воды представляет собой миниатюрный термопреобразователь сопротивления (термистор) microCHIP 2K7MCD1 фирмы BetaTHERM, помещенный в стальной герметичный корпус. Датчик температуры обладает высокой чувствительностью и долговременной стабильностью характеристик.

Первичный измерительный преобразователь давления представляет собой тензопреобразователь давления типа Д60, выполненный по интегральной технологии «кремний на сапфире». Индивидуальная градуировка, цифровая автоматическая коррекция температурной погрешности и погрешности нелинейности обеспечивают высокую точность измерения давления и долговременную стабильность метрологических характеристик канала измерения давления.

Датчик температуры донных осадков (базовый датчик), датчики термоградиента и теплопроводности представляют собой миниатюрные термопреобразователи сопротивления (термисторы), аналогичные датчику температуры воды. Датчики размещены в стальных трубках на расстоянии 0,5 м друг от друга, образуя две измерительные косы. В результате создаются четыре базы для определения термоградиента и теплопроводности. Кроме того, каждая из кос содержит равномерно распределенный линейный нагреватель. Каждая из кос универсальна и может быть использована как для измерения термоградиента, так и для измерения теплопроводности.

Датчик угла внедрения зонда в донные отложения представляет собой миниатюрный акселерометр ADXL103 фирмы Analog Devices. Выходной сигнал датчика определяется проекцией ускорения силы тяжести на ось зонда, т.е. является линейной функцией косинуса угла внедрения зонда.

Для измерения теплового потока q необходимо определить градиент температуры $\mathrm{grad}\,T$ и теплопроводность донных осадков k in situ.

Для оценки $\mathrm{grad}\,T$ измеряется разность температур $(T_{i+1} - T_i)$ в донных осадках на i-й линейной базе длиной L. Если ось базы L не совпадает с вектором $\mathrm{grad}\,T$, то необходимо учитывать угол между ними. Практически вектор $\mathrm{grad}\,T$ можно считать вертикальным, а база L совпадает с осью погружаемой части зонда. В случае отклонения от вертикали при внедрении зонда необходимо измерять угол α между осью погружаемой части зонда и вертикалью — угол внедрения зонда в донные осадки. Тогда $\mathrm{grad}\,T$ на i-й линейной базе определяется формулой

$$\mathrm{grad}\,T = (T_{i+1} - T_i)/(L \cdot \cos\alpha), \qquad (1)$$

где $(T_{i+1} - T_i)$ — разность температур на концах i-й базы L.

При использовании в качестве датчика угла внедрения однокоординатного акселерометра осуществляется непосредственное измерение величины $\cos\alpha$, что повышает точность определения термоградиента.

Для измерения теплопроводности донных осадков k используется метод цилиндрического зонда с линейным источником тепла постоянной мощности. Температура цилиндрического зонда (при достаточно больших временах) описывается зависимостью:

$$T = D \cdot \ln(t) + E, \qquad (2)$$

где T — температура цилиндрического зонда, t — текущее время от начала нагрева, D и E — коэффициенты.

В процессе измерения на кривой нагрева берется ряд отсчетов (t_j; T_j) с постоянным шагом по времени. Оценки коэффициентов D и E находятся по полученной парной выборке методом наименьших квадратов. При этом коэффициент D обратно пропорционален искомой теплопроводности донных осадков, т.е.

$$k = \Psi / D, \tag{3}$$

где Ψ — постоянный коэффициент.

В геотермическом зонде используются четыре измерительные базы, на которых измеряются значения градиента температуры и теплопроводности. Коэффициенты Ψ в формуле (3) определяются для каждой из баз индивидуально.

Работа зонда управляется программой «GEOS-M.exe», состоящей из двух опций. Можно выбрать либо основную программу «СПУСК», либо программу «Обработка данных».

Программа «СПУСК» предназначена для непосредственной работы с зондом «ГЕОС-М», оперативного получения и анализа измерительной информации обо всех измеряемых величинах.

Программа «Обработка» позволяет осуществить просмотр и анализ данных, полученных при ранее проведенных экспериментах.

Для детального литологического расчленения колонок донного грунта измерения теплопроводности in situ, как правило, сопровождались набортными измерениями образцов донного ила, извлеченных грунтовой трубой.

В лабораторных установках для измерения коэффициентов теплопроводности донных осадков используется метод игольчатого зонда постоянной мощности [Von Herzen, Maxwell, 1959], реализованный в различных конструктивных исполнениях.

Исторически первой установкой, примененной при работах в Баренцевом море во время 23-го рейса НИС «Академик Курчатов», была установка «ЛУТ-1» [Подгорных, 1976; Методические и экспериментальные основы..., 1983]. Тот же принцип работы, реализованный на другой элементной базе, был заложен в установки «ОКЕАН-1» и «ОКЕАН-2» [Подгорных, 1984]. В те же годы группа самарских прибористов разработала установку «ЛИТОС-1» [Рот и др., 1984; Матвеев, Рот, 1988].

Глава 2
Распределение температур в водной толще и придонном горизонте морей Северного Ледовитого океана

Морские геотермические исследования ассоциируются, главным образом, с верхним слоем осадков, термическое состояние которого складывается из двух компонент: глубинной и экзогенной. В этой главе мы рассмотрим экзогенные процессы, влияющие на температуру придонного слоя воды и поверхности донных осадков, и сравним температурные режимы шельфовых морей и абиссальных котловин Северного Ледовитого океана (СЛО).

Экзогенный вклад формируется температурным режимом придонных вод. Температурные флуктуации различного временно́го масштаба, но разной амплитуды проявляются во всей водной толще. Для шельфовых районов СЛО характерно значительное влияние инсоляции на тепловое состояние водной толщи, что обусловливает годовую амплитуду колебаний придонных температур в несколько градусов. В глубоководных бассейнах СЛО проявляются температурные колебания значительно более длительного временно́го масштаба, но меньших амплитуд, связанные с климатическими циклами в Арктике, в которых задействованы все компоненты климатической системы при наличии огромного числа прямых и обратных связей. Термохалинное состояние водной толщи является одним из ведущих климатообразующих факторов, а СЛО и прилегающие акватории Северной Атлантики занимают совершенно особое положение в системе глобальной океанической циркуляции, поддерживая ее глубинное звено. Верхний слой осадков тоже стоит включить в климатическую систему. Его состав и состояние представляют долговременную память о прошлых придонных режимах, которые, в свою очередь, принимают климатические сигналы с поверхности, например, с поступающими в процессе конвекции водными массами.

Температура, а также соленость являются основными свойствами, позволяющими выделять различные типы водных масс; кроме того, именно эти два параметра формируют плотностные градиенты внутри водной

толщи, что обусловливает существование циркуляции. Поэтому для описания термического состояния СЛО мы будем оперировать именно водными массами, а также элементами их циркуляции.

Стоит отметить, что представления о водных массах СЛО и их циркуляции постоянно эволюционируют, чему способствует поступление новых гидрологических данных из разных частей бассейна, поскольку изучение СЛО, ранее почти недоступного, в настоящее время ведется весьма активно. Здесь мы постарались обобщить ряд гидрологических исследований СЛО конца XX — начала XXI в., уделяя особое внимание данным, касающимся температурной стратификации водной толщи и особенно ее придонного слоя, термическое состояние которого служит проявлением взаимодействия глубинного теплового потока и экзогенного тепла. Будут также приведены данные, полученные нами в 25–28 рейсах НИС «Академик Николай Страхов» в ходе геотермических исследований и характеризующие температурную стратификацию водной толщи для различных участков акватории Баренцевоморского бассейна. Данные органично вписываются в существующую гидрологическую картину СЛО и иногда дополняют ее, позволяя проследить динамику термических процессов во времени.

2.1. Связь Северного Ледовитого океана с другими океанами

Северный Ледовитый океан занимает полярные широты и практически полностью окружен материками. С Тихим океаном его связывает мелководный Берингов пролив глубиной 50 м, через который поступают слабосоленые водные массы беринговоморского шельфа, поддерживающие пресноводный баланс СЛО, а также являющиеся источником верхнего галоклина [Rudels et al., 2004; Steele et al., 2004]. Тихоокеанские водные массы представляют основную составляющую стока Арктического бассейна через проливы Канадского Арктического архипелага [Jones, Eert, 2004]. В стоке же через пролив Фрама периодически регистрируется их отсутствие [Steele et al., 2004; Falck et al., 2005] (рис. 2.1, см. цв. вкл.).

Связь с Атлантикой значительно шире. Атлантические водные массы, являющиеся для СЛО основным источником тепла, поступают в Арктический бассейн двумя путями: через акваторию Баренцева моря [Schauer, Loeng et al., 2002] и через пролив Фрама (см. рис. 2.1), в составе Западно-Шпицбергенского течения (ЗШТ) в восточной части пролива [Hansen, Østerhus, 2000]. Западную его часть занимает Восточно-Гренландское течение (ВГТ), включающее в себя практически все водные массы, формирующиеся в Арктическом бассейне, которые прошли свой путь циркуляции и возвращаются обратно в Северную Атлантику. Поступая в пролив Фрама, течение включает глубинные водные массы Гренландского моря и часть водных масс ЗШТ, осуществляющих в проливе рециркуляцию

[Jeansson et al., 2008]. С Восточно-Гренландским течением также осуществляется вынос морского льда из Арктического бассейна [Vowinckel, 1964; Rudels, 1989]. Пролив Фрама, имея пороговую глубину 2600 м, является единственным путем глубинного водообмена для СЛО (как было отмечено выше, глубина Берингова пролива составляет 50 м, а наиболее глубокого пролива Канадского Арктического архипелага (КАА), пролива Нэрса, — 250 м) [Beszczynska-Möller et al., 2011].

После пролива Фрама, для выхода из Северо-Европейского бассейна в Северную Атлантику водные массы должны преодолеть систему хребтов и порогов между Гренландией, Исландией и норвежским континентальным склоном, которая также сдерживает водообмен глубинных водных масс повышенной плотности [Rudels et al., 2002; Hansen et al., 2008].

Сток распресненных поверхностных вод, вод галоклина и вынос морского льда через проливы Канадского Арктического архипелага (рис. 2.2, см. цв. вкл.) — еще один путь обмена СЛО с Атлантикой. Он является крайне важной составляющей циркуляции, поддерживая пресноводный баланс СЛО, а также регулируя условия глубинной конвекции в море Лабрадор, которая представляется источником водных масс, формирующих промежуточное звено глобальной меридиональной циркуляции [Yashayaev et al., 2008; Pickart et al., 2002].

Атлантические водные массы в проливы КАА не поступают, потому что благодаря своей плотности занимают интервал глубин ниже, чем входы в проливы. Таким образом, главным путем стока для атлантической водной массы является пролив Фрама. Однако некоторые модификации вод галоклина Баренцевоморской ветви все-таки способны проникать в проливы, о чем свидетельствует их наличие в придонном слое моря Баффина, вентиляцию которого они периодически осуществляют [Rudels et al., 2004].

2.2. Характеристики и особенности формирования основных типов водных масс

Используем вертикальные профили распределения *TS*-характеристик для различных участков СЛО (шельфовые районы не рассматриваются), чтобы выявить основные пространственные закономерности стратификации водной толщи океана. На рис. 2.3 (см. цв. вкл.) представлены станции, характеризующие распределение гидрологических показателей в Арктическом бассейне (котловины Нансена, Амундсена, Макарова, Канадская) и в проливе Фрама (восточная станция — на пути поступления атлантической водной массы в Арктический бассейн в составе ЗШТ, западная станция — Гренландское море, характеристика стока Арктического бассейна).

Поверхностный слой занимают водные массы пониженной солености, которые могут быть как тихоокеанского (Pacific-derived waters, PW), так и

атлантического (Atlantic-derived Polar Surface Water, PSW) генезиса. Далее выделяют атлантические, промежуточные (лежащие выше хребта Ломоносова) и глубинные (разделенные хребтом) водные массы. Атлантические водные массы отделяют от поверхностных по изопикнической поверхности σ_θ — 27,70 кг/м^3 [Jeansson et al., 2008].

Водные массы атлантического слоя в Арктическом бассейне, отличающиеся положительной потенциальной температурой, располагаются ниже PSW и представляют арктическую атлантическую водную массу (Arctic Atlantic Water, AAW). Свои характеристики AAW приобретает уже на акватории Арктического бассейна после перемешивания двух поступающих туда различными путями ветвей [Woodgate et al., 2001; Schauer, Loeng et al., 2002; Rudels et al., 2004; Jeansson et al., 2008; Rudels, 2012].

Водная масса ветви пролива Фрама (Fram Strait Brunch Water, FSBW) в составе Западно-Шпицбергенского течения движется на север вдоль континентального склона, далее, севернее архипелага Шпицберген, ветвь поворачивает на восток и продолжает вдольсклоновое движение, погружаясь в подповерхностный слой. Это происходит, когда теплая атлантическая водная масса встречает границу морского льда, который при этом плавится, образуя холодную водную массу пониженной солености, под которую и погружается атлантическая водная масса, обладающая большей плотностью. При взаимодействии с ледовым покровом верхняя часть атлантического слоя охлаждается и распресняется, что является началом формирования слоя холодного галоклина (Cold Halocline) [Rudels et al., 2004]. Таким образом, FSBW становится изолированной от прямого взаимодействия с атмосферой и со льдом, сохраняя благодаря этому относительно высокие температурные показатели. Температурный максимум в ядре атлантического слоя является основным трассером при распространении FSBW на акватории Арктического бассейна [Polyakov et al., 2011; McLaughlin et al., 2009; Quadfasel et al., 1991].

Атлантическая водная масса, поступающая с Норвежским течением в Баренцево море (Barents Sea branch water, BSBW), существенно отличается от FSBW, поскольку, попадая на мелководную шельфовую акваторию, подвергается сильной трансформации, затрагивающей водную толщу от поверхности до дна [Schauer et al., 2002 a,b]. Трансформация включает процессы выхолаживания и изменения солености. Теплопотери происходят при взаимодействии с атмосферой и наиболее сильны в зимний период, когда формируются особенно высокие контрасты между атмосферой и подстилающей, более теплой водной поверхностью. Изменения солености имеют весьма широкий спектр. Водные массы распресняются при таянии льда, поступлении осадков и речного стока, однако могут образовываться и водные массы, обладающие повышенной соленостью, в ходе льдообразования. Особенно активная продукция холодных водных масс повышенной солености характерна для районов полыней [Backhaus et al., 1997; Skogseth et al., 2005] и банок [Årthun et al., 2011] Баренцева моря.

Таким образом, совокупность различных факторов, таких как положение границы морского льда, количество осадков, интенсивность теплообмена на границе океан–атмосфера, формирует *TS*-характеристики водных масс Баренцевоморской ветви, которые поступают в Арктический бассейн через трог Святой Анны, а также через другие, ортогональные к континентальному склону троги. Они обладают широким диапазоном плотностей, который позволяет им внедряться в водную толщу на различных глубинах. После трога Святой Анны, в районе Северной Земли, происходят встреча и интенсивное взаимодействие двух ветвей, свойства которых теперь довольно сильно различаются, хотя они и обладают единым генезисом.

Часть AAW рециркулирует внутри Евразийского бассейна, поэтому обладает относительно высоким тепло- и солесодержанием, что является индикатором присутствия в атлантическом слое значительной фракции FSBW, почти при полном отсутствии BSBW [Rudels, 2012; Woodgate et al., 2001; Jeansson et al., 2008]. Данная водная масса называется Арктическая Атлантическая водная масса Евразийского бассейна (Eurasian Basin Arctic Atlantic Water, EBAAW).

Другая часть атлантического слоя, поступающая в Амеразийский бассейн и формирующая циклоническую циркуляцию внутри его бассейнов, отличается пониженными *TS*-характеристиками ядра водной массы. Это является индикатором присутствия значительной доли BSBW в составе атлантического слоя, а также хорошо демонстрирует влияние на состояние атлантического слоя активных процессов присклоновой конвекции, когда холодные конвективные плюмы, проходя через теплый атлантический слой, не только нагреваются сами, но и охлаждают вмещающие водные массы [Schauer, Rudels et al., 2002; Björk, Winsor, 2006; Årthun et al., 2011]. Этот тип AAW назван Арктической Атлантической водной массой Амеразийского бассейна (Canadian Basin Arctic Atlantic Water, CBAAW) [Jeansson et al., 2008].

В качестве иллюстрации изменения свойств конвективных водных масс по мере их погружения в глубинные горизонты сравним данные, полученные нами в ходе 26-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» в январе 2009 г. для континентального склона на выходе из желоба Стурфьордренна, с данными, характеризующими термическое состояние водных масс в самом желобе несколько ранее, летом 2008 г., полученными в ходе экспедиции НИС института океанологии Польской академии наук «Oceania» [Cruise Report, 2008].

На обоих профилях выражены конвективные водные массы, обладающие пониженной температурой, повышенными соленостью и плотностью. Они формируются в полынье Стур-Фьорда, где погружаются вниз, заполняют желоб Стурфьордренна (рис. 2.4, *А*, см. цв. вкл.), затем выходят из него и продолжают погружение уже по континентальному склону (см. рис. 2.4, *Б*), являясь источником глубинных водных масс Гренландского моря. В желобе конвективное ядро имеет температуру –1,75 °С, тогда как на склоне — уже –0,72 °С, поскольку у края шельфа они встречают водные массы ЗШТ с температурой около 3 °С.

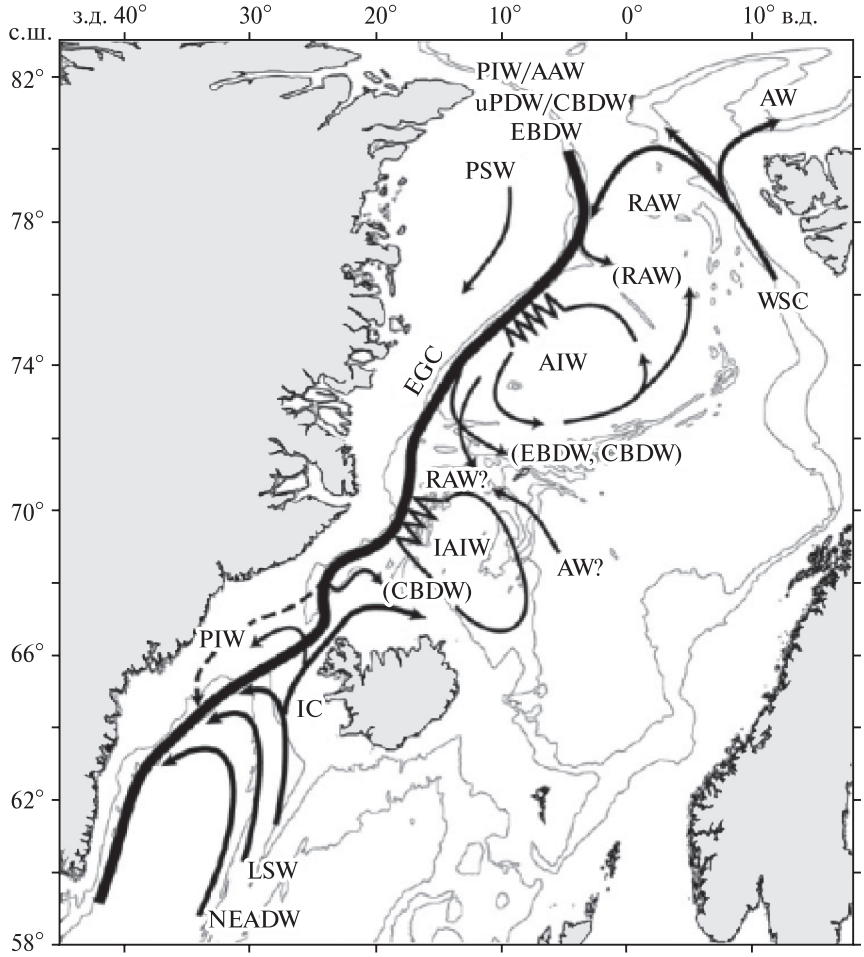


Рис. 2.5. Схема поступления водных масс (ВМ) Арктического и Северо-Европейского бассейнов в Восточно-Гренландское течение на его пути от пролива Фрама до южной части Датского пролива [Rudels et al., 2002]

Типы водных масс: AAW — арктическая атлантическая ВМ (Arctic Atlantic Water); AW — атлантическая ВМ (Atlantic Water); AIW — арктическая промежуточная ВМ (Arctic Intermediate Water); IAIW — арктическая промежуточная ВМ, формирующаяся севернее Исландии (Iceland Sea Arctic Intermediate Water); CBDW — глубинная водная масса Амеразийского бассейна (Canadian Basin Deep Water); EBDW — глубинная водная масса Евразийского бассейна (Eurasian Basin Deep Water); EGC — Восточно-Гренландское течение (East Greenland Current); IC — течение Ирмингера (Irminger Current); LSW — ВМ моря Лабрадор (Labrador Sea Water); NEADW — глубинная ВМ Северо-Восточной Атлантики (Northeast Atlantic Deep Water); PIW — полярная промежуточная ВМ (Polar Intermediate Water); PSW — полярная поверхностная ВМ (Polar Surface Water); RAW — атлантическая ВМ, рециркулирующая в проливе Фрама (Recirculating Atlantic Water); WSC — Западно-Шпицбергенское течение (West Spitsbergen Current); uPDW — верхняя полярная глубинная ВМ (upper Polar Deep Water)

Нижняя граница атлантического слоя, которая обычно выделяется по 0 °С-изотерме, также совпадает с изопикнической поверхностью σ_θ — 27,97 кг/м^3, которая принимается за границу между атлантическими и промежуточными (upper Polar Deep Water, uPDW) водными массами[1]. Хотя для распространения водных масс промежуточного слоя и не существует топографических границ, их свойства для разных бассейнов отличаются. uPDW обладает устойчивой стратификацией по обоим параметрам: температура с глубиной уменьшается, соленость — возрастает, однако формы *TS*-кривых для Канадского и Евразийского бассейнов несколько различаются [Rudels et al., 1994].

В качестве границы между промежуточным и глубинным слоями выбрана поверхность $\sigma_{0,5}$ — 30,444 кг/м^3 [Jeansson et al., 2008]. Менее плотной является глубинная водная масса Амеразийского бассейна (Canadian Basin Deep Water, CBDW). Она выделяется по максимуму солености на глубинах около 1700 м, который обусловлен присклоновой конвекцией в Амеразийском бассейне. Глубинная водная масса Евразийского бассейна (Eurasian Basin Deep Water, EBDW) является менее соленой, более холодной и плотной водной массой, поэтому на участке между хребтом Ломоносова и проливом Фрама она располагается ниже CBDW. Свои характерные черты EBDW приобретает из-за поступления в Евразийский бассейн че-

---

[1] Изопикническая поверхность — слой, в котором наблюдается одинаковая потенциальная плотность, т.е. плотность, определяемая по потенциальной температуре и солености при некотором произвольно выбранном постоянном давлении. Плотность воды на поверхности обычно составляет 1027 кг/м^3. При численном выражении для простоты используют величину, называемую аномалией плотности или $\sigma(s, t, p)$: $\sigma(s, t, p) = \rho(s, t, p) - 1000$ кг/м^3.

Таким образом, на поверхности $\sigma\ (s, t, p) = 27{,}00$ кг/м^3.

Для изучения поверхностных слоев океана сжимаемостью можно пренебречь и использовать величину σ_t: $\sigma_t = \sigma(s, t, 0)$.

В данном случае все давление на частицу воды приводится к атмосферному, т.е. нулевому давлению воды, а температура и соленость обладают значениями in situ.

При изучении более глубоких слоев сжимаемость следует учитывать. Так как изменение давления влияет в основном на температуру воды, его влияние в первом приближении может быть устранено с использованием потенциальной плотности. Потенциальная плотность — это плотность частицы воды, которую бы она имела, если бы была поднята адиабатически на поверхность. Аномалия потенциальной плотности такой частицы будет равна σ_θ.

$$\sigma_\theta = \sigma\ (s, \theta, 0),$$

где θ — потенциальная температура.

σ_θ не используется при сравнении плотности воды на больши́х глубинах, так как отношение между плотностью, температурой и соленостью нелинейны. Используются значения σ для глубин 500, 1000, 2000, 4000 м, хотя выбор глубины произволен. Например, $\sigma_4 = \sigma(s, \theta, 4000)$.

рез пролив Фрама глубинных вод Гренландского моря. Характеристикам придонного слоя глубоководных котловин Арктического бассейна будет посвящен отдельный раздел главы.

Пролив Фрама обладает весьма богатым набором водных масс различного генезиса, которые встречаются, взаимодействуют между собой и образуют довольно сложную циркуляционную систему (рис. 2.5).

В западной части пролива вдоль шельфа Гренландии следует поток южного направления, Восточно-Гренландское течение, включая в свой состав сток Арктического бассейна, рециркулирующую в проливе Фрама часть ЗШТ (RAW, см. рис. 2.5) и водные массы морей Северо-Европейского бассейна. Подробное описание стратификации и циркуляции пролива Фрама мы опустим. При желании, с характеристиками водных масс, а также особенностями их циркуляции можно ознакомиться в статьях [Rudels et al., 2002; Jeanson et al., 2008; Piechura, Walczowski, 2009; Langehaug, Falck, 2012], а также во многих других работах, поскольку пролив Фрама является объектом пристального внимания ученого сообщества. Такие параметры, как температура, соленость, скорость течений представляют большое значение при оценке интенсивности водообмена между океанами, являются индикаторами процессов, происходящих как в Арктике, так и в Атлантике, позволяют оценить межгодовую динамику климатической системы.

2.3. Циркуляция водных масс Северного Ледовитого океана

Структура водной толщи СЛО отличается повышенным теплосодержанием в промежуточном, атлантическом, слое (диапазон глубин 150–900 м характеризуется положительными температурами). Циркуляция атлантической водной массы представляет собой контурное течение, которое движется циклонически вдоль окраин Арктического бассейна и его глубоководных котловин (рис. 2.6, см. цв. вкл.), и отличается от циркуляции морского льда и поверхностного пресноводного слоя [Proshutinsky et al., 2002; Steele et al., 2004; Rudels, 2012].

Именно эта система осуществляет максимальный привнос тепла в СЛО, которого было бы достаточно, чтобы растопить за некоторое время существующий ледовый покров. Этого не происходит, поскольку между поверхностным и атлантическим слоями формируется слой холодного галоклина мощностью около 50–200 м. Для него характерны близкие к точке замерзания температуры и сильная соленостная стратификация, которая сдерживает взаимодействие АВМ с вышележащими горизонтами [Rudels et al., 2004; Steele et al., 2004; McLaughlin et al., 2011].

Как упоминалось ранее, для ветви пролива Фрама стратификация верхнего слоя атлантической водной массы начинает формироваться севернее Шпицбергена, после взаимодействия с морским льдом.

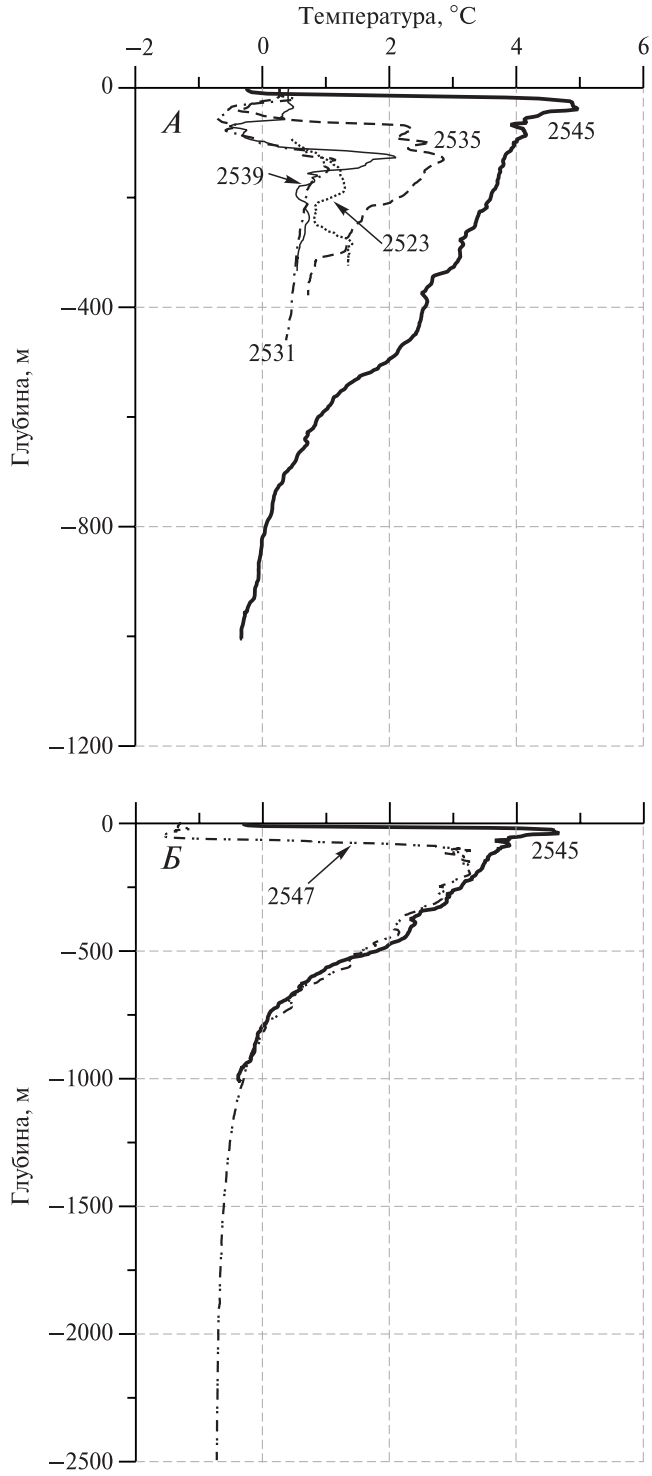


Рис. 2.8. Распределение температуры с глубиной на станциях в троге Орла. Ст. 2545 — распределение на континентальном склоне — характеризует ядро атлантической водной массы

А — станции в троге, *Б* — станции в абиссальной части

Станции, представленные на рис. 2.7 (см. цв. вкл.), выполненные в ходе 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», характеризуют температурную стратификацию в районе трога Орла в 2007 г. Видно, что атлантическая водная масса, ядро которой находится над континентальным склоном, в районе ст. 2545, располагается совсем близко к поверхности, и поверхностный талый слой еще совсем тонкий. Станции, сделанные в троге (рис. 2.8, *А*), а также в абиссальной части (см. рис. 2.8, *Б*), показывают заглубление температурного максимума и понижение теплосодержания атлантического слоя.

Наличие в промежуточном слое теплой и соленой атлантической водной массы препятствует глубинной конвекции. На примере профилей, построенных по данным 25-го рейса в троге Франц-Виктория (рис. 2.9), виден подповерхностный температурный минимум, который характеризует слой зимней конвекции (см. также ниже рис. 2.13), обусловленной льдообразованием, но, поскольку соленость в нижележащем атлантическом слое выше, то, заняв свой плотностной интервал, конвективные водные массы ниже не погружаются. Поверхностный слой прогревается в ходе летнего сезона при взаимодействии с атмосферой.

По данным станций 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» также были построены двухмерные профили (рис. 2.10, см. цв. вкл.) и 3D-модели (рис. 2.11, см. цв. вкл.), характеризующие температурное распределение на полигонах.

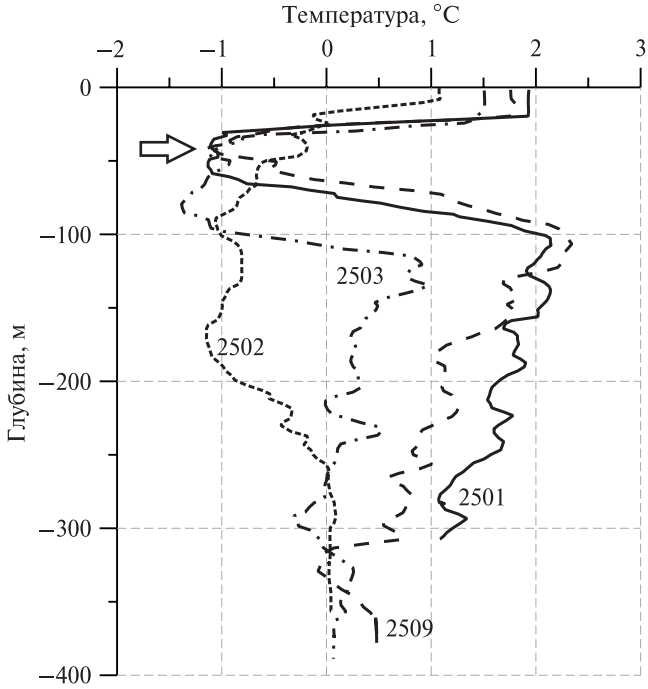


Рис. 2.9. Распределение температуры с глубиной на полигоне «ЗФИ» (см. рис. 2.7)

Положительные температуры в поверхностном слое обусловлены сезонным прогревом. Температурный минимум, обозначенный стрелкой, характеризует глубину проникновения зимней конвекции

Менее плотные и соленые охлажденные водные массы формируются при трансформации атлантической водной массы в составе обеих ветвей, которые в районе трога Святой Анны объединяются и продолжают следовать вдоль склона в восточном направлении (рис. 2.12, см. цв. вкл.).

Таким образом, в южной части котловины Нансена не существует собственно галоклина, а только довольно мощный поверхностный перемешанный слой, который обладает гомогенной температурой и соленостью и формируется в ходе зимней конвекции (рис. 2.13, цифра *5*, см. цв. вкл.). В Баренцево море также поступает Норвежское прибрежное течение пониженной солености, которое остается на шельфе и включает в свой состав речной сток североевропейских и западносибирских рек. Эти распресненные водные массы покидают шельф в восточной части моря Лаптевых, перекрывая охлажденные атлантические водные массы поверхностных горизонтов и ограничивая таким образом конвективное перемешивание, которое имело место на начальных этапах распространения АВМ в котловине Нансена. А поскольку трансформированные атлантические воды обладают все же большей соленостью, чем перекрывшая их шельфовая водная масса, то они формируют воды галоклина — слоя, обладающего практически однородной температурой, однако весьма устойчивой соленостной стратификацией (см. рис. 2.13).

Станции, характеризующие стратификацию верхних слоев в глубоководных котловинах СЛО на пути следования атлантической водной массы (см. рис. 2.13), указывают на увеличение мощности галоклина по мере продвижения АВМ внутри бассейна, а также на понижение теплосодержания ядра АВМ, что является индикатором поэтапной циклонической циркуляции АВМ внутри Арктического бассейна.

Галоклин Канадской котловины является наиболее мощным, и в его состав входят водные массы не только атлантического, но и тихоокеанского генезиса. Некоторые водные массы, поступающие через Берингов пролив и трансформирующиеся на шельфе Чукотского моря, обладают плотностью, достаточной, чтобы проникать между поверхностным перемешанным слоем и атлантическим галоклином, трансформируя его водные массы в воды нижнего галоклина [Rudels, 2012]. Выделяются три вида тихоокеанских водных масс, которые можно отличить по *TS*-характеристикам: аляскинская прибрежная водная масса (Alaskan Coastal Water, ACW), относительно более соленая летняя водная масса беринговоморского шельфа (summer Bering Sea Water, sBSW) и зимняя модификация беринговоморских водных масс (winter Bering Sea Water, wBSB) [Steele et al., 2004].

На рис. 2.13 кривая СВ, характеризующая распределение показателей с глубиной, хорошо иллюстрирует температурный максимум в подповерхностном слое (цифра *2*), связанный с поступлением ACW (температурный максимум занимает диапазон солености $31 < S < 32$). Ниже, на глубине около 100 м, незначительный рост температуры в пределах 32 <

< S < 33 указывает на присутствие sBSW, а подстилает их более плотная wBSW, которая отображается на профиле в виде температурного минимума (цифра *3*). Далее, на глубине около 200 м начинается слой нижнего галоклина (цифра *7*), и только затем, на глубине около 300 м, располагается атлантическая водная масса, обладающая положительной температурой около 0,5 °С.

Распределение различных видов водных масс верхнего галоклина неоднородно и обладает значительной пространственной и временной изменчивостью [Shimada et al., 2001; Steele et al., 2004; McLaughlin et al., 2011].

В частности, циркуляция тихоокеанских водных масс в составе верхнего галоклина находится под влиянием основных циркуляционных компонент поверхностного слоя: круговорота в море Бофорта и Трансполярного течения (рис. 2.14, см. цв. вкл.). Водные массы тихоокеанского генезиса, поступающие на акваторию СЛО в летний период и входящие в состав галоклина, представлены двумя типами: летние водные массы беринговоморского шельфа (summer Bering Sea Water, sBSW) и аляскинские прибрежные воды (Alaskan Coastal Water, ACW).

sBSW (см. рис. 2.14, *5*) поступают в СЛО через каньон Геральд (Herald Canyon, Н.С.) и через Центральный каньон (Central Canyon, С.С.) и попадают в Трансполярное течение, а также в северную оконечность круговорота Бофорта. ACW (см. рис. 2.14, *6*) поступают в СЛО через каньон Барроу (Barrow Canyon, В.С.) и продолжают движение вдоль края шельфа, формируя прибрежное течение. Возможно также незначительное поступление BSW и этим путем. ACW также поступает в круговорот Бофорта. Для температурной стратификации вод галоклина характерна существенная пространственная изменчивость (см. рис. 2.14, температурные профили).

Поверхностный перемешанный слой, обладающий пониженной температурой и соленостью, крайне важен для поддержания стабильности стратификации СЛО и ежегодного возобновления ледового покрова. Основными его источниками являются осадки, воды Норвежского прибрежного течения, речной сток и тихоокеанские водные массы.

Количество осадков над Арктическим бассейном незначительно, однако превышает испарение. В СЛО поступает около 10% глобального речного стока, тогда как площадь его составляет всего лишь 4% площади Мирового океана. Водные массы пониженной солености поступают также через Берингов пролив. Этот поток приводится в движение разницей уровня моря, который в северной части Тихого океана выше, чем в Северной Атлантике.

Транспорт тихоокеанских водных масс обладает выраженной сезонной изменчивостью: в зимний период поток ослабевает, что обусловлено действием северных ветров, дующих против потока. Меньший объем поступает с водами Норвежского прибрежного течения, которое несет слабосоленые водные массы из Балтийского моря вдоль побережья Норвегии в Баренцево море. Оттуда через сибирский шельф, включая в свой состав

воды речного стока, оно поступает в центральную часть Арктического бассейна.

Следует отметить, что существует два сценария поступления распресненных шельфовых вод в глубь бассейна, так называемые «offshore» и «onshore» сценарии [Guay et al., 2001]. В первом случае водные массы покидают шельф уже севернее моря Лаптевых в районе хребта Ломоносова. В случае «onshore» они дольше остаются на шельфе, продолжая движение из моря Лаптевых в Восточно-Сибирское море, а в Амеразийский бассейн поступают в районе хребта Менделеева (рис. 2.15, *1*, см. цв. вкл.).

Поступление пресной воды для поддержания баланса компенсируется стоком морского льда и пресных поверхностных вод, который осуществляется через пролив Фрама и проливы Канадского Арктического архипелага. Направление движения морского льда почти полностью связано с полем скорости ветра, и только незначительная его часть соответствует океаническим течениям [Dickson et al., 2000].

Основными циркуляционными компонентами поверхностного слоя являются круговорот в море Боффорта и Трансполярное течение. Круговорот время от времени способен менять свое направление с антициклонического на циклоническое, что связано с изменением атмосферного давления над Центральной Арктикой, т.е. с фазами Арктического колебания (Arctic Oscillation, AO) [Proshutinsky et al., 2002]. Во время антициклонического режима круговорот Боффорта (BG) накапливает значительное количество пресной воды (см. рис. 2.15, *Б*), которую затем высвобождает во время циклонического режима, обеспечивая ее поступление в Северную Атлантику (см. рис. 2.15, *А*). От режима функционирования круговорота зависит пространственное распределение водных масс не только поверхностного горизонта, но и галоклина (см. рис. 2.15).

Пути циркуляции летних вод тихоокеанского генезиса, входящих в состав галоклина (ACW и sBSW), различаются во время положительной (см. рис. 2.15, *А*) и отрицательной (см. рис. 2.15, *Б*) фаз Арктического колебания.

Присутствие водных масс оценивалось для двух ключевых районов, обозначенных на рис. 2.15, *А*, *Б* ромбами: Чукотская абиссальная равнина (Chukchi Abyssal Plain, CAP) и участок, севернее о-ва Элсмир (the area north of Ellesmere Island, nEI). Цветовая заливка ромбов характеризует компонентный состав тихоокеанских водных масс: наличие или отсутствие sBSW и ACW в составе галоклина в данных районах в определенный период времени. Для режимов циркуляции, соответствующих разным фазам Арктического колебания, отмечается также смещение фронта между атлантическими и тихоокеанскими водными массами (см. рис. 2.15, *2*), изменяются траектория поступления речного стока в Арктический бассейн («offshore» и «onshore» сценарии, см. выше) и возможные пути транспорта тихоокеанских водных масс в Северную Атлантику (см. рис. 2.15, *3*).

2.4. Характеристика термического состояния глубинных и придонных водных масс абиссальных котловин Северного Ледовитого океана

Термохалинные свойства глубинных водных масс котловин СЛО различаются между собой. В большей степени отличия проявляются для котловин, принадлежащих разным бассейнам, что, очевидно, является следствием влияния рельефа дна, поскольку хребет Ломоносова, обладающий цельной структурой, полностью блокирует прямой глубинный водообмен между бассейнами СЛО. Для котловин одного бассейна свойства водных масс также различаются, но уже незначительно. Влияние орографических барьеров, конечно, прослеживается, однако хребты Гаккеля, Альфа и Менделеева обладают меньшими пороговыми глубинами и являются менее цельными в структурном плане, особенно хребет Гаккеля, что допускает связь между котловинами внутри бассейна на бóльших глубинах, чем это позволяет водным массам хребет Ломоносова. Глубинные воды Амеразийского бассейна более теплые и соленые (менее плотные), чем глубинные воды Евразийского бассейна (рис. 2.16, *Б*, см. цв. вкл.), несмотря на то, что вышележащие слои демонстрируют обратную картину, в частности, атлантический слой, для которого теплосодержание убывает в ходе циклонической циркуляции АВМ внутри Арктического бассейна.

Высокая стабильность верхних слоев СЛО, перекрытых ледовым покровом, позволяет делать выводы о том, что изменения, наблюдаемые в глубинных слоях абиссальных котловин СЛО, вызваны либо процессами на окраинах Арктического бассейна и переносятся вместе с водными массами с поверхности в глубинные горизонты в ходе конвекции, либо вызваны таким внешним воздействием, как донный тепловой поток.

Наиболее очевидный механизм формирования глубинных водных масс, который был предложен еще Ф.Нансеном в 1906 г., — это замерзание и выделение рассола при льдообразовании с дальнейшим формированием холодных водных масс повышенной солености на акваториях мелководных шельфовых районов [Rudels, 2012]. Обладая высокими плотностными характеристиками, шельфовые водные массы занимают придонные слои шельфовых морей, а затем, следуя депрессиям дна, перемещаются в сторону континентального склона, покидают шельф и погружаются по континентальному склону в глубинные слои, занимая соответствующие своим *TS*-характеристикам плотностные интервалы. Активное формирование холодных водных масс повышенной плотности на шельфе описывалось и ранее [Knipowitsch, 1905]. Способны ли шельфовые водные массы обновлять придонные слои абиссальных котловин, является весьма спорным вопросом, ведь, взаимодействуя при погружении с более теплыми и менее солеными (не всегда) окружающими водными массами, шельфовые воды в значительной степени трансформируются (см. раздел 2.2,

рис. 2.4). Приобретенные свойства формируют выбор интервала глубин, который впоследствии занимают водные массы, а также определяют изменения, поступающие вместе с водными массами в глубинные слои.

Состояние и особенности глубинных и придонных горизонтов являются наименее изученными в общей картине стратификации и циркуляции водных масс Северного Ледовитого океана. Изучение абиссальных котловин СЛО затрудняется весьма сложными условиями проведения работ. Кроме того, амплитуды изменений термохалинных характеристик в придонных и глубинных слоях весьма незначительны, поэтому для выявления пространственной и временно́й изменчивостей состояния этих горизонтов требуются высокие чувствительность и точность приборов. Поэтому даже, например, измерения конца 80-х годов вызывают некоторое недоверие [Love, 2010]. Таким образом, по мере поступления новых гидрографических данных, представления, касающиеся состояния глубинных горизонтов СЛО, постоянно эволюционируют.

Перейдем к более подробному описанию глубинных слоев различных частей бассейна СЛО. В котловинах Нансена, Амундсена и Канадской температурный минимум представлен над гомогенным, более теплым и соленым придонным слоем, на глубинах около 1200 м над дном в Канадской котловине и 500–800 м — в котловинах Нансена и Амундсена (см. рис. 2.16, *В*, *Г*).

Структура придонного слоя котловины Макарова отличается от таковой в остальных глубоководных бассейнах. Соленость становится постоянной с глубиной, в то время как температура продолжает понижаться, пока не достигает гомогенного придонного слоя мощностью около 600 м. Незначительное повышение температуры в направлении дна, как в остальных бассейнах, для придонного слоя котловины Макарова не наблюдается. Таким образом, в котловине Макарова отсутствует глубинный температурный минимум, который является одним из отличительных свойств температурного распределения в других бассейнах (см. стрелку на рис. 2.16, *В*).

Из простого сравнения кривых, характеризующих температурное распределение в различных бассейнах СЛО, вытекает целый ряд вопросов. Какова природа глубинного минимума температур в абиссальных котловинах? Почему он отсутствует в котловине Макарова? Является ли гомогенный придонный слой с возрастающими в направлении дна температурами следствием действия глубинного теплового потока Земли? От чего зависит мощность придонного гомогенного слоя? Почему тепло- и солесодержание в промежуточном и глубинном горизонтах для котловин Амеразийского бассейна выше, чем для котловин Евразийского, тогда как в подповерхностном и атлантическом слоях наблюдается обратная картина? Являются ли глубинные и придонные слои абиссальных котловин полностью изолированными, или все-таки имеет место водообмен с другими бассейнами, и как при этом меняются свойства глубинных водных масс? Далее попытаемся ответить на поставленные вопросы, используя в основном данные экспедиционных работ.

2.4.1. Температурное состояние глубинного и придонного горизонтов котловин Евразийского бассейна

Относительно природы формирования довольно мощного, хорошо перемешанного гомогенного придонного слоя с повышением в нем температур в направлении дна, исследователи единогласно сходятся в том, что это является следствием поступления глубинного тепла Земли через поверхность дна в прилежащие водные слои [Timmermans et al., 2003; Bjork, Winsor, 2006].

Описание термического состояния придонного горизонта Евразийского бассейна основано на данных, приведенных в статье [Bjork, Winsor, 2006]. Гидрографические наблюдения, включающие данные CTD-зондирования (conductivity, temperature, depth) и проводившиеся в ходе четырех экспедиций в Евразийском бассейне СЛО, указывают на существование гомогенного придонного слоя мощностью 300–700 м во время всего периода наблюдений (1991–2001 гг.). Однородный слой с характерным незначительным ростом температур в направлении дна существует только в глубоководных центральных частях абиссальных котловин, вдали от континентальных склонов и океанических хребтов (рис. 2.17, см. цв. вкл.). Перемешивание, которое обусловливает однородность слоя, формируется конвективными процессами, возникающими благодаря геотермическому прогреву. СЛО является системой, обладающей пониженным уровнем внутренней энергии, относительно такового для акваторий средних и низких широт, поэтому можно предположить, что для осуществления процессов перемешивания вступают более тонкие процессы, такие, как двойная диффузия. Вообще же, процессы, ответственные за абиссальное перемешивание и вентиляцию глубинных горизонтов СЛО, достаточно слабо изучены.

Измерения плотности теплового потока в центральной части Евразийского бассейна довольно редки. В работе [Bjork, Winsor, 2006] авторы используют неопубликованные материалы, собранные в экспедициях ARK VI, ARK XVI, ARK XVII ледокола Polarstern, ссылаясь на Н.Каула (устное сообщение, 2002 г.). Измерения представляют собой профиль из 15 станций, который пересекает котловину Амундсена, и демонстрируют относительно постоянную плотность теплового потока, составляющую 80 мВт/м^2.

Теплосодержание глубинных слоев Евразийского бассейна характеризуется на основе гидрологических материалов четырех экспедиций в период 1991–2001 гг.: Oden’91 (шведский ледокол Oden, 1991 г.), AOS94 (ледокол Канадской береговой охраны CCGS Louis S. St-Laurent, 1994 г.), ARK XII — (экспедиция ледокола Polarstern в 1996 г.) и AO-01 (ледокол Oden, 2001 г.). Положение станций CTD-зондирования, выполненных в экспедициях, представлены на карте (см. рис. 2.17).

Положения станций, использованных при анализе состояния придонного слоя, указывают на то, что придонный перемешанный слой характерен только для центральных частей абиссальных котловин: на рис. 2.17

видно, что такой придонный слой, сформированный действием глубинного теплового потока, отсутствует на станциях континентального склона, хребтов Гаккеля и Ломоносова.

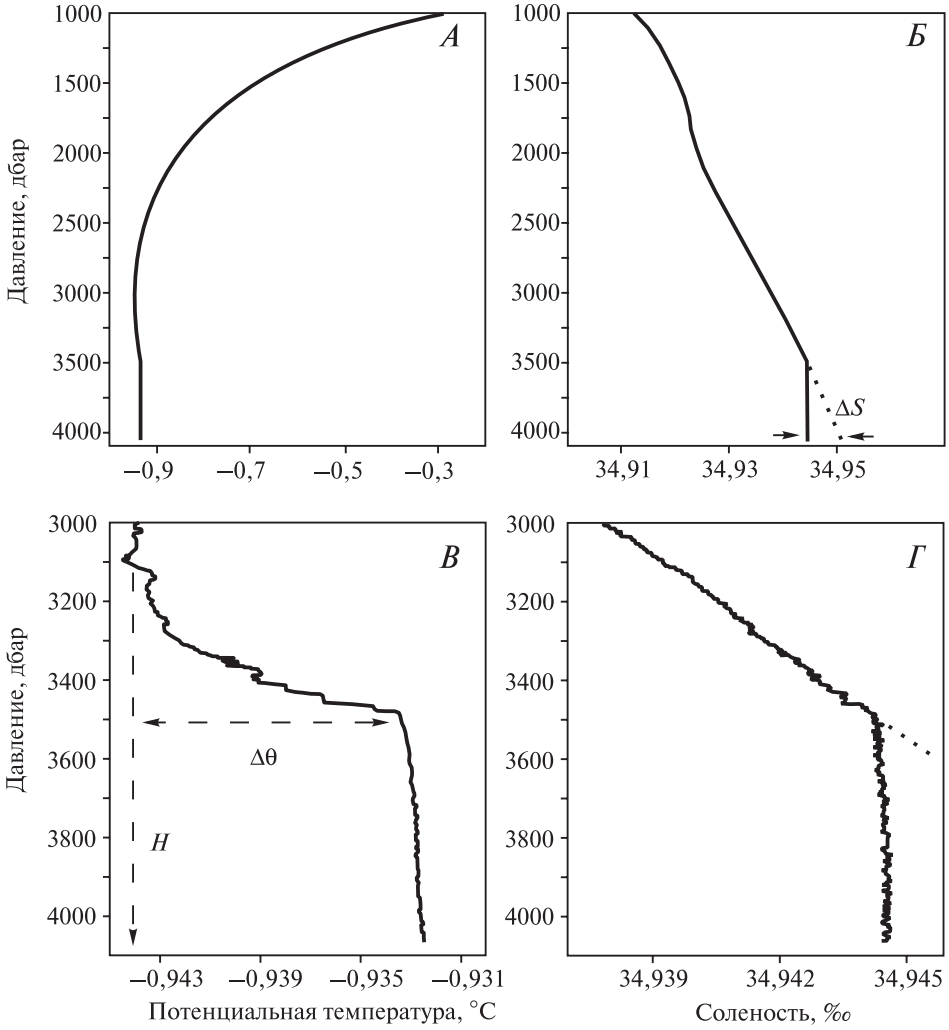


Рис. 2.18. Вертикальные профили распределения потенциальной температуры (*А*) и солености (*Б*) по данным экспедиции АО-01 в котловине Нансена (ст. 26, 88°44′ с.ш., 35°14′ в.д., 18 июля 2001 г.) и характеристика нижних 1000 м водной толщи: *В* — определение мощности слоя (*H*) и разности потенциальных температур между слоями (Δθ), *Г* — дефицит солености (Δ*S*), который определяется как разность между соленостью, наблюдаемой в придонном перемешанном слое, и соленостью, получаемой при экстраполяции профиля выше перемешанного слоя до линии дна [Bjork, Winsor, 2006]

Рассмотрим более подробно термохалинную структуру придонного слоя на примере ст. 26, выполненной в бассейне Нансена в июле 2001 г.

(рис. 2.18). Основными параметрами, характеризующими термическое состояние придонного перемешанного слоя, являются мощность слоя (*H*) и разность температур между придонным и вышележащим слоем (Δθ, которая рассчитывается как разность между вершиной придонного гомогенного слоя и температурным минимумом). Расчет параметров показан на рис. 2.18, кроме того, в табл. 2.1 даны значения описанных параметров для некоторых станций в Евразийском бассейне.

Таблица 2.1. Разность потенциальных температур между придонным слоем и вышележащими водными массами (Δθ) и мощность придонного слоя (*H*) для некоторых станций, выполненных в Евразийском бассейне [Bjork, Winsor, 2006]

Рейс	Год исследования	Станции			Котловина	Глубина, м	$\Delta\theta \cdot 10^{-3}$ °C	*H*, м
		номер	координаты					
			с.ш.	в.д.				
Oden'91	1991	8	83°33,3′	27°37,6′	N	4050	5,5	400
		9	85°04,3′	42°18,1′	N	4000	3,5	500
		16	87°36,2′	69°44,7′	A	4450	6,8	600
		17	88°00,3′	85°03,3′	A	4400	8,0	625
		18	88°10,9′	99°07,7′	A	4410	4,0	360
		30	88°59,3′	8°56,3′	A	4370	6,0	470
		31	88°16,6′	9°20,4′	A	4415	7,5	555
		32	87°29,7′	11°44,7′	A	4377	8,0	375
		33	86°45,3′	10°07,6′	A	4382	10,0	460
		35	86°09,6′	5°13,8′	A	4435	10,0	500
AOS94	1994	35	86°59,9′	66°59,5′	A	4300	3,5	335
		37	84°14,7′	35°00,5′	N	4000	8,0	450
		38	83°50,7′	35°41,4′	N	4050	8,0	450
ARK XII	1996	41	83°30,0′	96°34,8′	N	3616	10,0	390
		43	84°12,1′	100°32,0′	N	3777	8,0	440
		50	85°10,1′	109°17,3′	A	4450	5,5	675
		51	85°17,0′	111°35,2′	A	4420	5,5	470
		52	85°24,3′	113°00,6′	A	4450	6,1	690
		54	85°45,5′	117°28,2′	A	4450	7,0	650
		55	85°52,7′	121°14,1′	A	4440	6,3	640
		56	86°09,6′	125°48,8′	A	4410	6,8	610
		57	86°09,1′	125°56,8′	A	4370	6,0	610

Таблица 2.1. Окончание

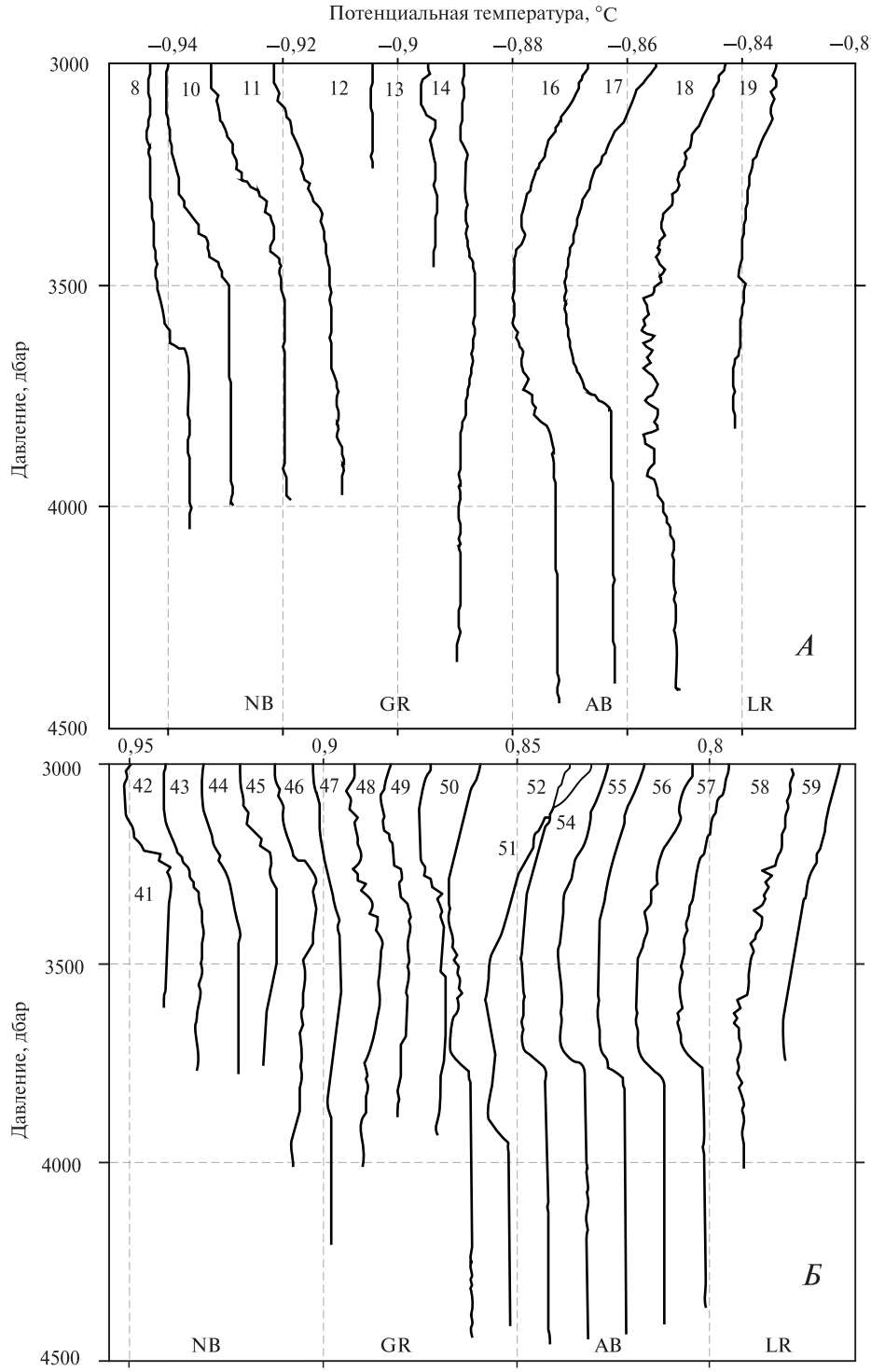
Рейс	Год исследования	Станции			Котловина	Глубина, м	$\Delta\theta \cdot 10^{-3}$ °C	*H*, м
		номер	координаты					
			с.ш.	в.д.				
АО-01	2001	26	84°44,0′	35°14,9′	N	4050	12,0	550
		36	88°26,0′	109°50,6′	A	4425	5,0	405
		54	88°44,7′	–1°40,0′	A	4410	6,0	460
		60	88°13,1′	–8°09,6′	A	4425	6,0	525
Среднее ± стандартное отклонение							7,0±2,1	502±105

Примечание. Положение станций на карте характеризует рис. 2.17; метод расчета $\Delta\theta$ и *H* для каждой станции представлен на рис. 2.18; N — котловина Нансена, A — котловина Амундсена

Повышенное теплосодержание в придонном слое относительно вышележащих водных масс подтверждает, что придонный слой формируется под воздействием внутреннего тепла Земли, а постоянство температуры и солености внутри слоя указывает на идущие конвективные процессы. Ступенчатая структура температурных профилей выше придонного перемешанного слоя, которая также выявлена и в Канадской котловине, вероятно, обусловлена процессом двойной диффузии [Schmitt, 1994; Rudels et al., 2009], который осуществляет перенос тепла в вышележащие слои. Рост температуры в направлении дна в придонном перемешанном слое также является индикатором поступления тепла снизу. Если бы подобный слой формировался посредством только механического перемешивания (при отсутствии нагревания), то повышенное теплосодержание в данном слое отсутствовало бы, поскольку температура в Евразийском бассейне после1000 м понижается с глубиной.

Рассматривая пространственное распределение придонного слоя (рис. 2.19), снова стоит отметить его выраженность в центральных частях бассейнов и отсутствие в зонах с выраженной топографической неоднородностью (океанические хребты Гаккеля и Ломоносова). Мощность придонного гомогенного слоя в котловине Амундсена составляет 350–700 м, максимальная мощность была получена в ходе измерений ARK XII в 1996 г. (см. табл. 2.1). Придонный слой котловины Нансена, в сравнении с котловиной Амундсена, не так широко распространен внутри бассейна и менее ярко выражен на температурных профилях (см. рис. 2.19).

Данные, полученные в период 1991–2001 гг., позволяют также охарактеризовать временну́ю изменчивость состояния придонных и глубинных горизонтов, однако ее стоит рассматривать в контексте общих климатических изменений в Северном Ледовитом океане. Теперь же перейдем к описанию придонного гомогенного слоя Амеразийского бассейна.


Потенциальная температура, °C
–0,94
–0,92
–0,9
–0,88
–0,86
–0,84
–0,82
3000
3500
4000
4500
Давление, дбар
8
10
11
12
13
14
16
17
18
19
NB
GR
AB
LR
А
0,95
0,9
0,85
0,8
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
54
55
56
57
58
59
Б

⇐

Рис. 2.19. Распределение температур в глубинном и придонном гомогенном слоях в котловинах Нансена (NB), Амундсена (AB), а также на хребтах Гаккеля (GR) и Ломоносова (LR) по данным исследований Oden'91 (*А*) и ARK XII (1996 г.) (*Б*) [Bjork, Winsor, 2006]

2.4.2. Температурное состояние глубинного и придонного горизонтов котловин Амеразийского бассейна

Глубинные воды Амеразийского бассейна относительно глубинных вод Евразийского бассейна обладают повышенным тепло- и солесодержанием. Пониженная соленость водных масс Евразийского бассейна объясняется взаимодействием с Норвежско-Гренландским бассейном [Aagaard et al., 1985], где имеет место глубинная конвекция. Между бассейнами также существует значительный градиент концентраций ^{14}C, что, вместе с термохалинными различиями, подтверждает эффективность орографического барьера хребта Ломоносова, который препятствует глубинному водообмену [Schlosser et al., 1997]. Возраст изоляции глубинных вод Амеразийского бассейна (глубже 2500 м) оценивается в 450 лет (для Евразийского бассейна — 250 лет, см. раздел 2.4.1), кроме того, не обнаружено значительных ^{14}C-градиентов внутри самого Амеразийского бассейна, т.е. между котловинами Макарова и Канадской, глубже 2250 м [Schlosser et al., 1997].

Р.В. Макдональд с соавторами [Macdonald et al., 1993], например, предполагают, что глубинные водные массы Канадской котловины представляют собой реликт обновления глубинного горизонта, которое имело место около 500 лет назад. К.Аагаард и Э.Кармак [Aagaard, Carmack, 1994] также считают, что отсутствие в то время льда в течение летнего периода могло стать причиной генерации водных масс повышенной плотности на шельфе следующей зимой, в процессе льдообразования. А дальнейшее сокращение площади открытой в летний период воды на окраинах Канадской котловины привело к завершению вентиляции абиссальных частей.

Стратификация водных масс Канадской котловины отличается выраженным придонным перемешанным слоем, мощность которого в центральной части бассейна достигает 1000 м. Так же, как и в котловинах Евразийского бассейна, в Канадской котловине слой отсутствует на окраинах (выше изобаты 3000 м) [Timmermans et al., 2003]. Выше гомогенного слоя, как и в Евразийском бассейне, при переходе к температурному минимуму наблюдаются ступенчатые структуры. Глубинные горизонты являются изолированными как в горизонтальном направлении, системой океанических хребтов, так и в вертикальном, благодаря устойчивой стратификации. Поэтому существует возможность наблюдать изменения состояния глубинных и придонных вод под влиянием внешних воздействий,

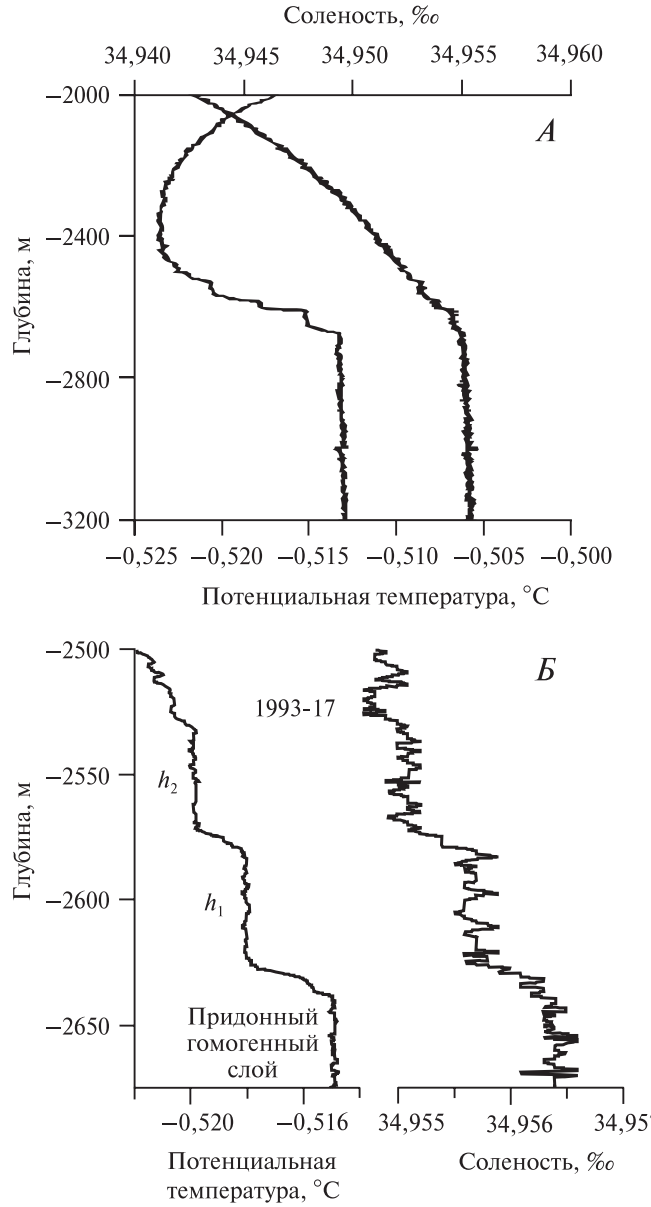


Рис. 2.20. Кривые распределения температуры и солености для глубинных и придонных горизонтов Канадской котловины [Timmermans et al., 2003]

А — кривые распределения потенциальной температуры (θ) и солености (*S*) в Канадской котловине (ст. 1993-24); *Б* — распределение потенциальной температуры и солености в переходном горизонте в центральной части Канадской котловины (ст. 1993-17); h_1, h_2 — мощность ступенчатых структур в переходном слое

например, под воздействием глубинного теплового потока Земли. Донный тепловой поток является основной причиной формирования довольно мощного придонного перемешанного слоя [Timmermans et al., 2003]. На рис. 2.20 представлены примеры распределения *TS*-характеристик для глубинных и придонных горизонтов в Канадской котловине.

Таким образом, наблюдается понижение потенциальных температур до глубины около 2400 м (D_m — глубина, на которой располагается минимум потенциальных температур, θ_m = –0,524 °C), а затем рост на протяжении транзитного слоя, который составляет примерно 300 м, до температуры θ_h = –0,514 °C (температура придонного гомогенного слоя), которая остается постоянной с глубины около 2700 м до глубин от 3200 до 4000 м в Канадской котловине.

Соленость монотонно возрастает с глубиной на протяжении слоя температурного минимума и транзитного слоя, изменяясь от 34,952 до 34,956‰, а затем, в придонном слое, остается неизменной. Ступенчатые структуры транзитного слоя, сообщающие об активно идущих процессах двойной диффузии, наблюдаются в течение всего периода измерений на площади, где присутствует гомогенный придонный слой. На окраинах котловины, где значительную роль приобретают турбулентные процессы, ступенчатые структуры так же, как и придонный перемешанный слой, отсутствуют.

Таблица 2.2. Характеристики глубинного и придонного слоев Канадской котловины [Timmermans et al., 2003]

Номер станции	D_m, м	H, м	$\Delta\theta$, °C	ΔS	θ_h, °C	θ_m, °C	S_m	S_h
1990-3	2440	260	0,010	0,0035	–0,515	–0,525	34,9540	34,9575
1990-7	2360	250	0,010	0,0035	–0,514	–0,524	34,9535	34,9570
1993-9	2450	345	0,010	0,0045	–0,509	–0,519	34,9520	34,9565
1993-17	2300	350	0,009	0,0040	–0,515	–0,524	34,9525	34,9565
1993-18	2400	377	0,009	0,0050	–0,515	–0,523	34,9515	34,9565
1993-22	2400	360	0,010	0,0045	–0,514	–0,524	34,9510	34,9565
1993-24	2400	269	0,010	0,0045	–0,514	–0,524	34,9505	34,9555
1995-44	2480	335	0,010	0,0050	–0,514	–0,524	34,9485	34,9550
1995-47	2500	290	0,010	0,0045	–0,514	–0,524	34,9485	349535
1995-47	2450	347	0,010	0,0040	–0,514	–0,524	34,9485	34,9525
2001-44	2400	260	0,011	0,0044	–0,512	–0,523	34,9490	34,9534
2001-45	2350	210	0,011	0,0040	–0,513	–0,524	34,9495	34,9535

Примечание. D_m — глубина, на которой располагается минимум потенциальных температур (где соленость составляет S_m); H — мощность транзитного горизонта (между придонным гомогенным слоем и D_m); $\Delta\theta$ и ΔS — изменения температуры и солености внутри транзитного слоя. Гомогенный придонный слой имеет потенциальную температуру θ_h и соленость S_h.

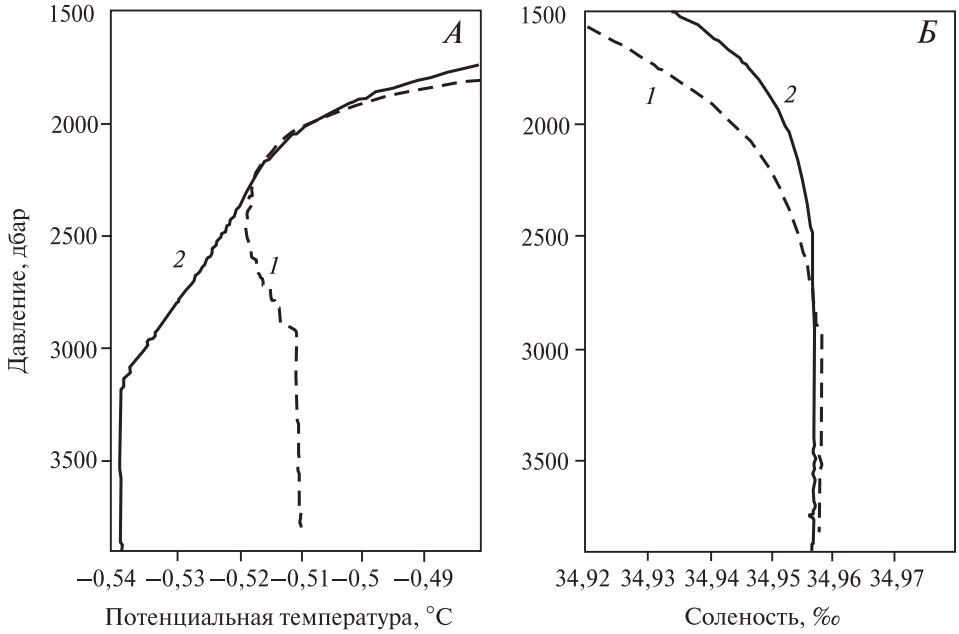


Рис. 2.21. Станции 10 (73,3201° с.ш., 208,794° в.д.) и 11 (86,5459° с.ш., 174,289° в.д.), выполненные в 2005 г. в ходе экспедиции ледокола Oden и характеризующие различие стратификации глубинных горизонтов в Канадской котловине (ст. 10, *1*) и котловине Макарова (ст. 11, *2*) глубже 2400 м (пороговая глубина хребтов Амеразийского бассейна)

Сравнивая характеристики придонного слоя котловин Евразийского бассейна и Канадской котловины, можно сказать, что придонный слой Канадской котловины обладает большей мощностью, температуры в нем значительно выше, чем в котловинах Нансена и Амундсена, также выше и градиенты внутри транзитного слоя (табл. 2.2; см. табл. 2.1).

Перейдем к описанию глубинных горизонтов котловины Макарова, стратификация которых выделяется отсутствием глубинного температурного минимума (рис. 2.21, *А*).

Рассматриваются два возможных объяснения отсутствия в котловине Макарова придонного перемешанного слоя с температурным минимумом, как, например, в Канадской котловине (см. рис. 2.21).

Первая версия — поступление в котловину Макарова глубинных водных масс котловины Амундсена (0,01 Св[2]), которые благодаря повышенной относительно вмещающих вод котловины Макарова, погружаются в придонные горизонты и оказывают на теплосодержание придонных водных масс более значительное влияние, чем поступающий снизу тепловой поток, что и затрудняет формирование перемешанного слоя с

[2] Све́рдруп — единица измерения объемного переноса воды (расхода). Эквивалентна 10^6 м^3/с.

вышележащим минимумом. Плотность теплового потока для котловины Макарова, используемая при исследовании состояния придонного горизонта, составляет 50 мВт/м^2 [Langseth et al., 1990].

Другая версия объясняет стратификационные различия котловин их размерами. Тепловой поток Канадской котловины, которая, обладая большей площадью, оказывает более длительное воздействие на состояние придонного слоя центральной части. Окраинные районы в большей степени подвержены внешним воздействиям и сдерживают проникновение изменений внутрь котловины. Наличие же придонного однородного слоя глубже 3200 м в котловине Макарова может являться свидетельством геотермального прогрева, хотя и несколько видоизмененного внешними поступлениями.

Роль размера в формировании температурной стратификации кажется очевидной, поскольку котловина Макарова обладает наименьшей площадью среди абиссальных котловин СЛО. Что касается водообмена между бассейнами, то этот вопрос в настоящее время является дискуссионным [Timmermans et al., 2005, 2006; Björk et al., 2007, 2010; Rudels, 2012], а сценарии непрерывно изменяются по мере поступления новых данных.

2.5. Межгодовая динамика теплосодержания водных масс Северного Ледовитого океана

Обычно в комплекс геотермических исследований на акваториях включаются измерения температур придонных слоев. Знание термического режима придонных вод позволяет утверждать, что полученные в ходе геотермических измерений данные действительно характеризуют глубинный тепловой поток, если установлено наличие квазиизотермического стационарного слоя вод. В противном случае, термическая структура верхнего слоя осадков будет включать кроме глубинной, еще и экзогенную (сезонную) компоненту, иногда значительно превышающую погрешность измерений.

В 25-м–28-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов», проходивших в Западной Арктике, в ходе геотермических исследований при спуске зонда «ГЕОС-М» велась запись температур водной толщи от поверхности до дна. Более подробное изучение теплового состояния водной толщи в Арктическом бассейне началось с одной обнаруженной по данным рейсов особенности, а именно: при сравнении станций с идентичной пространственной локализацией в троге Орла, выполненных в 2007 и 2010 г., температурная кривая 2007 г. демонстрирует значительную положительную тепловую аномалию в промежуточном слое относительно 2010 г. (рис. 2.22). Графики распределения температур водной толщи построены с использованием осредненных данных по горизонтам (0–10, 10–50, 50–100 м и далее через 50 м).

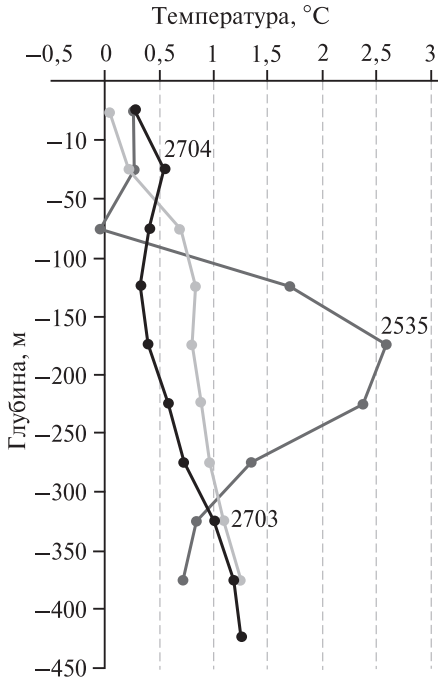


Рис. 2.22. Распределение температуры с глубиной для станций, выполненных в 2007 г. (ст. 2535) и в 2010 г. (ст. 2703 и ст. 2704) на полигоне «Трог Орла»

Из предыдущих разделов мы знаем, что температурному максимуму, располагающемуся в промежуточном слое ниже поверхностного распресненного и охлажденного горизонта, соответствует ядро атлантической водной массы ветви пролива Фрама. Поверхностный слой является продуктом взаимодействия теплых атлантических вод и морского льда. Атлантическая водная масса, распространяющаяся вдоль континентального склона внутри всего Арктического бассейна, является основным источником тепла для всего СЛО. Кроме того, атлантическому притоку свойственна значительная межгодовая изменчивость характеристик — температуры, солености, объемного транспорта водных масс, — которая обязательно отражается на состоянии водной толщи и морского льда всего СЛО. Таким образом, обнаруженная положительная тепловая аномалия характеризует состояние атлантической водной массы ветви пролива Фрама, поступающей в Арктический бассейн в составе ЗШТ севернее архипелага Шпицберген.

Состояние ЗШТ подробно исследуется институтом океанологии Польской Академии Наук в ходе рейсов R/V «Oceania». Наиболее репрезентативным является гидрологический разрез N (рис. 2.23). Как наиболее длительно выполняемый периодический разрез, он способен охарактеризовать межгодовую изменчивость свойств ЗШТ для летнего сезона в конце XX — начале XXI в.

Кроме того, наблюдения велись на гидрологических разрезах между 70° и 79° с.ш. [Piechura., Walczowski, 2009, R/V «Oceania» Cruise Reports]. По результатам анализа распределений температуры и солености для поверхности, соответствующей давлению 100 дбар, теплосодержание атлантической водной массы максимально для лета 2006 г. (рис. 2.24, см. цв. вкл.). Далее температура и соленость начинают постепенно понижаться, но летом 2009 г. параметры снова возрастают. Летом 2010 г. температура незначительно понижается, тогда как соленость продолжает расти. Наши данные, полученные в ходе 27-го рейса в сентябре 2010 г., демонстрируют рост температур для поверхности с давлением 100 дбар относительно июльских данных. Кроме того, данные отчета R/V «Oceania» за 2011 г. свидетельствуют о довольно мощном проникновении АВМ на север (см. рис. 2.24) относительно 2010 г. Однако тепловой импульс 2006 г. по-прежнему остается максимальным.

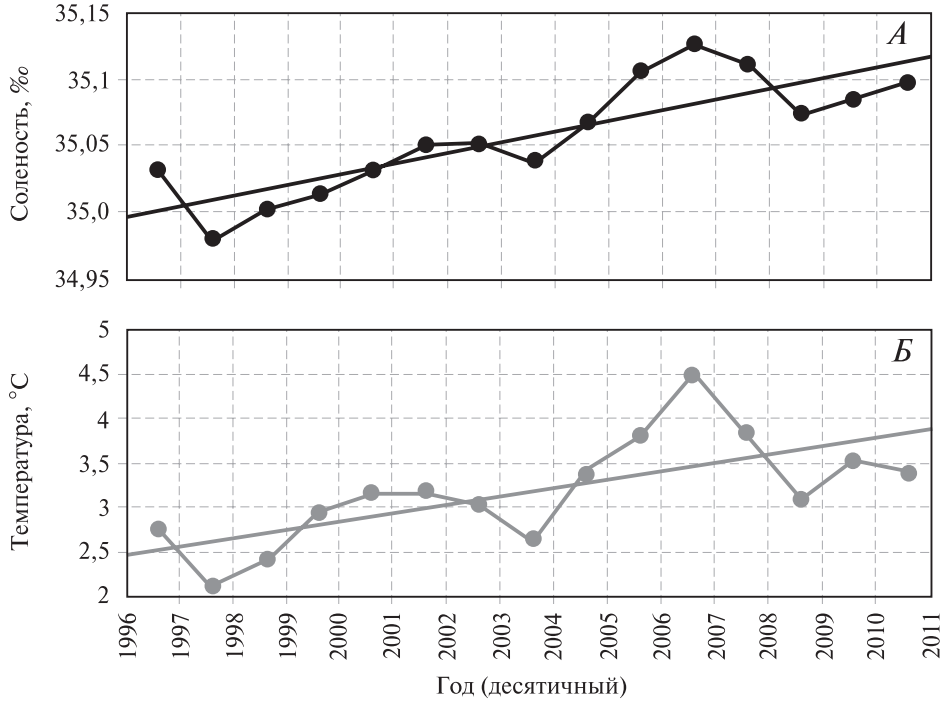


Рис. 2.23. Свойства атлантической водной массы в составе ЗШТ на стандартном разрезе N (76°30′ с.ш., между 9° и 12° в.д., слой с давлением 50–200 дбар, июнь-июль 1996–2010 гг.)

А — соленость, *Б* — температура

Общей тенденцией по данным разрезов для рассматриваемой области в 2011 г. является повышение солености, тогда как температура меняется незначительно [Cruise Report..., AREX, 2011].

Таким образом, тепловой импульс 2005–2007 гг. является наиболее мощным из поступавших в Арктический бассейн за последние полвека. Каковы будут его последствия пока довольно сложно судить. Это далеко не единственный случай потепления АВМ, и положительные тепловые аномалии в составе атлантической водной массы наблюдаются в СЛО с некоторой периодичностью [Gerdes et al., 2003].

Первое сообщение о положительной тепловой аномалии (ПТА) АВМ в начале 90-х годов указывает на рост температурного максимума ветви пролива Фрама в котловине Нансена примерно на 1 °С относительно прошлых климатических экстремумов [Quadfasel et al., 1991]. Также для АВМ в период тепловой аномалии начала 90-х был характерен повышенный объемный транспорт. ПТА, являясь репрезентативным трассером, помогла установить или уточнить особенности циркуляции АВМ в Арктическом бассейне [Carmack et al., 1995; Woodgate et al., 2001; Schauer, Rudels et al., 2002, 2004; Shimada et al., 2004; McLaughlin et al., 2009].

Согласно этим исследованиям, скорость распространения АВМ вдоль континентального склона такова: из Норвежского моря в район пролива Фрама ПТА поступает примерно за 1,5 года, а затем ей требуется около 4,5–5 лет, чтобы достичь континентального склона моря Лаптевых.

Значительный объем аномально теплой АВМ начала 90-х заполнил район Чукотского бордерлэнда (Chukchi Borderland (ChB)), западная часть Канадской котловины) к 2002 г., а продвижение его в юго-восточной части Канадской котловины обозначилось в 2007 г. [McLaughlin et al., 2009].

С 1951 г. свойства ядра АВМ в Канадской котловине были примерно постоянны (θ_{max} = 0,4–0,5 °С, S = 34,85–34,87 на глубине 450–500 м). В 1998 г. для района ChB температуры АВМ составили уже > 0,7 °С, а в 2002-м были > 1,2 °С. Затем ПТА в рассматриваемом районе начала постепенно сокращаться, что свидетельствует о ее продвижении далее в Канадскую котловину в соответствии с донной топографией [Shimada et al., 2004; McLaughlin et al., 2009]. Для Канадской котловины стоит отметить существование нескольких путей распространения АВМ, на которых водные массы в разной степени трансформируются, что обусловливает несинхронность наблюдаемых изменений состояния водной толщи в Канадской котловине. Вдольсклоновая циклоническая циркуляция АВМ также усложняется присутствием антициклонического круговорота Бофорта [McLaughlin et al., 2009].

Теплосодержание атлантической водной массы оказывает значительное влияние на термическое состояние вышележащего галоклина, что, в свою очередь, сказывается на состоянии ледового покрова, которое после минимума в сентябре 2007 г. весьма нестабильно [Polyakov et al., 2011; McLaughlin et al., 2011].

Одним из факторов, повлиявших на сокращение площади морского льда, также является рост теплосодержания тихоокеанских водных масс, поступающих через Берингов пролив. В 2007 г. теплосодержание беринговоморского стока увеличилось вдвое (рис. 2.25), что может являться объяснением около $^1/_3$ ледовых потерь 2007 г. [Woodgate et al., 2010].

Значительный вклад в изменчивость теплового состояния Арктического бассейна вносит Баренцевоморская ветвь АВМ. На акватории Баренцевоморского бассейна условия трансформации атлантических вод имеют не только значительную сезонную, но также и межгодовую изменчивость. Кроме того, свойства стока в Арктический бассейн через трог Святой Анны зависят от начальных характеристик АВМ, поступающей в Баренцево море.

Например, потепление АВМ в составе ЗШТ наблюдалось также и для 60-х, 70-х годов и 1984 г. [Saloranta, Haugan, 2001]. Однако только тепловой импульс FSBW середины 60-х прослеживался в восточной части Евразийского бассейна, северо-восточнее архипелага Северная Земля, так же, как тепловая аномалия начала 90-х. Воздействие аномалии 70-х и 80-х годов распространялось только до трога Святой Анны, где начиналось взаимодействие с Баренцевоморской ветвью, обладающей в эти периоды пониженными термическими характеристиками (80-е), либо незначительным объемом стока (70-е) [Gerdes et al., 2003].

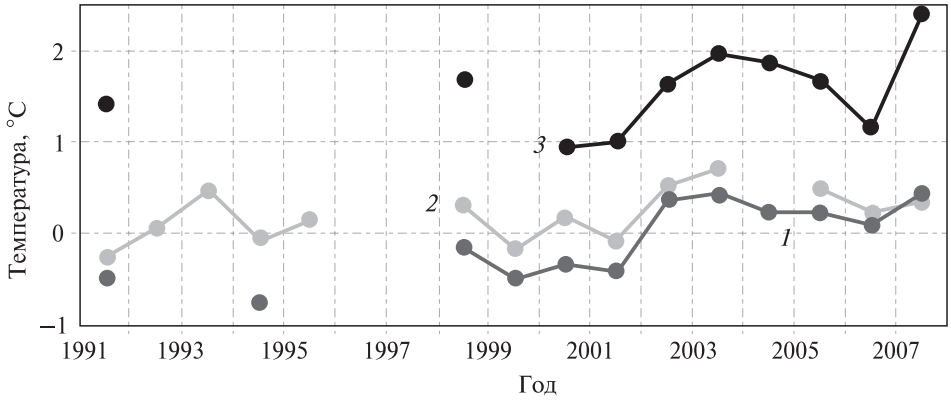


Рис. 2.25. Среднегодовые температуры, характеризующие свойства водных масс, поступающих через Берингов пролив [Woodgate et al., 2010]

1 — придонная температура в центральной части пролива (ст. А3 ~66,3° с.ш., 169° з.д. в 60 км севернее островов Гвоздева (Diomede Islands)); *2* — придонная температура для ст. А2 в восточной части пролива; *3* — поверхностная температура в западной части пролива (около ст. А1)

ПТА, которыми обладает Баренцевоморская ветвь 60-х и 90-х, имеют разную природу. Потепление 90-х годов характеризуются общими повышенными температурами воздуха над морями Северо-Европейского бассейна, поэтому обе ветви АВМ обладали повышенными температурами. В середине 60-х годов наблюдалось повышенное поступление морского льда из Арктического бассейна в Карское и Баренцево моря [Gerdes et al., 2003]. Таяние льда на акватории Баренцева моря стабилизировало водную толщу, ограничив теплоотдачу от BSBW в атмосферу, а значит и ее охлаждение и глубинное перемешивание, которое формирует зимнюю квазиизотермию в шельфовых морях. Это послужило причиной более теплого баренцевоморского стока в Арктический бассейн.

В последние годы по данным рейсов «Oceania» [Cruise Report..., AREX, 2011] наблюдался рост солености АВМ, поступающей в Баренцево море, что может служить причиной формирования более плотных модификаций водных масс в ходе зимнего льдообразования и конвекции. Водные массы полыньи Стур-Фьорда поступают в Гренландское море. Основными источниками холодных плотных глубинных вод, которые остаются на акватории Баренцева моря, а затем поступают на континентальный склон котловины Нансена, являются крупные банки Баренцева моря, а также Новоземельская полынья [Schauer, Loeng et al., 2002a]. В начале 2000-х годов формирование холодных плотных водных масс (cold deep water, CDW) находилось в угнетенном состоянии из-за повышенных температур атлантической водной массы, поступающей в Баренцево море [Årthun et al., 2011].

Данные 28-го рейса позволяют сделать вывод, что продукция холодных плотных глубинных вод возобновилась. Кроме того, они оказывают

выхолаживающее влияние на вышележащие атлантические водные массы (рис. 2.26, см. цв. вкл.), что снижает теплосодержание баренцевоморского стока в Арктический бассейн.

Сравнивая полученные по данным рейса температурные кривые с многолетними температурными показателями на стандартных горизонтах, для чего были взяты данные электронного атласа «Климат морей России и ключевых районов Мирового океана. Баренцево море» [Электронный атлас..., 2007], можно выявить несколько отличительных особенностей стратификации в период наблюдений. Для профилей 28-го рейса характерно повышенное относительно средних значений теплосодержание в поверхностном слое, что является следствием атмосферного воздействия и поступления речного стока. Слой ниже термоклина демонстрирует большее разнообразие температурных распределений. Для станций, где в придонном горизонте присутствует слой CDW, температуры вышележащей водной массы понижены относительно средних, что формирует бóльшую контрастность между поверхностным и глубинным горизонтами, т.е. рост градиентов внутри термоклина. Температурные кривые станций, где, в силу особенностей рельефа дна, отсутствуют CDW и в глубинном слое представлена только атлантическая водная масса, демонстрируют для нее теплосодержание, близкое к средним значениям.

Сказанное выше подчеркивает роль Баренцевоморского шельфа в формировании состояния водной толщи СЛО. Он является своеобразной площадкой для трансформации поступающих атлантических водных масс. Благодаря значительной сезонной и межгодовой изменчивости *TS*-характеристик материнской атлантической водной массы, поступающей на акваторию, постоянным изменениям положения границы морского льда, количества осадков и величины пресноводного стока формируется значительный спектр характеристик водных масс, поступающих в Арктический бассейн через Баренцево море и занимающих при дальнейшем продвижении глубины, соответствующие собственному плотностному интервалу. Взаимодействие между атлантическими ветвями после встречи в районе трога Святой Анны, формирует характеристики атлантической водной массы и ее галоклина, которые влияют на состояние водной толщи и морского льда в Амеразийском бассейне.

Стратификация и циркуляция водных масс СЛО являются весьма сложным и интересным вопросом. Дальнейшие исследования в данном направлении важны для понимания происходящих в настоящее время в Арктике климатических процессов, которые также ответственны за изменения глобального климата планеты. В настоящее время состояние климатической системы характеризуется высокой нестабильностью, что может быть свойственно переходному периоду в ее развитии. Изучение состояния водной толщи крайне важно для определения направленности современных процессов, в частности, как положительная тепловая аномалия 2005–2007 гг. повлияет на основные компоненты арктической климатической системы.

Глава 3
Распределение теплового потока в арктических регионах

Геотермические исследования на шельфе в Евразийском бассейне Арктики начались в 70-е годы с измерений погружными зондами «ПТГ-3М» в Баренцевом море [Методические и экспериментальные основы..., 1983]. Эти измерения были сделаны на шельфе при глубинах моря до 300 м и глубине внедрения одноканального зонда в осадки максимально на 2 м. Полученные результаты продемонстрировали ожидаемое очень мощное влияние экзогенных термических полей на глубинный тепловой поток — сказывалось воздействие сезонных периодических колебаний температуры дна моря за счет инсоляции, а также придонных течений с большим дебитом, приносящих массы воды с контрастной относительно фоновой температурой. Особенно этот фактор заметен в южной и западной частях моря, где проявляется влияние Гольфстрима и его ответвления — Нордкапского теплого течения. В связи с этим, зондовые измерения не позволяли получить кондиционные оценки фонового глубинного теплового потока, так как при диапазоне измеренных значений от 0 до более 500 мВт/м^2 не адекватно отражалось распределение глубинных термических источников. То же самое можно сказать и про центральную часть Баренцева моря, где глубины не превышают 200–300 м. Интерпретация измеренных в верхней части донных осадков температур с целью оценки глубинного теплового потока даже с помощью новейшего геотермического зонда «ГЕОС-М» представляется трудноразрешимой задачей (рис. 3.1).

В настоящее время для получения кондиционных измерений теплового потока на акваториях стараются исследовать районы с большими глубинами (более 500 м) и отсутствием сильных придонных течений, что обеспечивает формирование изотермического придонного слоя воды.

Специфическая среда, в которой проводились измерения, описываемые в данной книге, а именно: шельфовые моря с относительно небольшой глубиной дна, требуют рассмотрения методических вопросов, связанных с влиянием экзогенных периодических колебаний температуры на границе «дно–вода», обусловленных сезонными и годовыми климатическими колебаниями. При глубине дна менее 300 м измерения

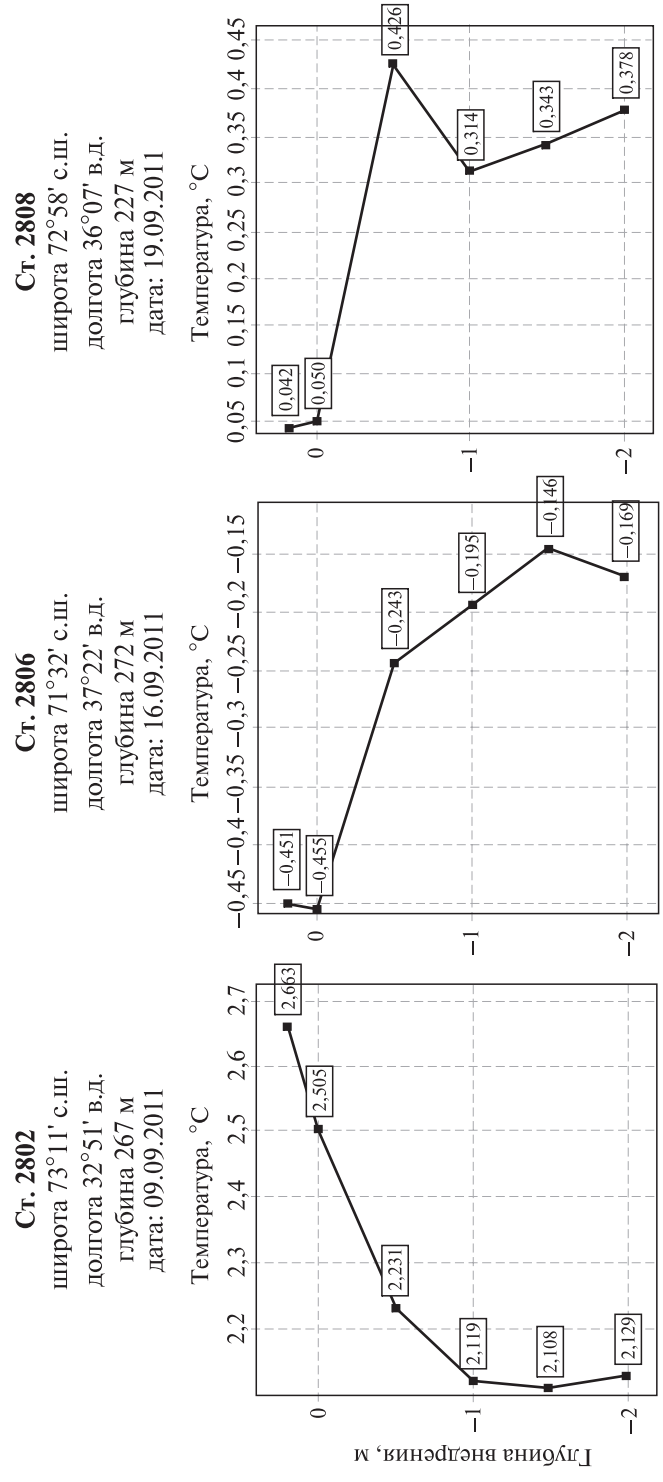


Рис. 3.1. Примеры термограмм донных осадков, полученных в ходе 28-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» в акватории Баренцева моря (сентябрь 2011 г.)

проводятся внутри гелиотермозоны, т.е. в той геосфере, где сказывается влияние инсоляции. Нижней границей гелиотермозоны является «нейтральный слой» — ниже него распределение температур можно считать квазистационарным, зависящим только от распределения внутриземных источников и стоков тепла. Таким образом, шельфовые моря нельзя полностью исключать из сферы геотермических исследований с помощью погружных зондов. Если внедрение температурных датчиков происходит до глубины «нейтрального слоя» или ниже, то такие точки измерений следует признать кондиционными. В связи с этим, рассмотрим методику определения глубины «нейтрального слоя».

Исследованиям глубины проникновения тепловых волн разного периода — от суточных до годовых — посвящены многочисленные теоретические работы. В наиболее концентрированном виде эта задача представлена в классической монографии [Карслоу-Егер, 1964]. В свете морской терморазведки эта задача нашла свое применение в начале 70-х годов XX в. в пору бурного развития морской термометрии.

В работе В.И. Артеменко и Я.П. Маловицкого [1979] приводятся решения задач, которые рассматривают проникновение тепловых волн с разными периодами сквозь водную толщу в осадки. Для расчета поля температурной волны в осадках используются рекуррентные соотношения:

$$T_2^0(z) = \frac{T_0}{2\theta_1} \cdot \frac{\lambda_{эф} k_1}{\lambda_2 k_2} \cdot \frac{\exp(-k_1 h_в)\exp(-k_2(z - h_в))}{L_2},$$

где $\theta_1 = \mathrm{cth}(k_1 h_в + \mathrm{arcth}\frac{\lambda_{эф} k_1}{\lambda_2 k_2})$, $L_2 = \mathrm{ch}\, k_1 h_в + \frac{\lambda_{эф} k_1}{\lambda_2 k_2} \cdot \mathrm{sh}\, k_1 h_в$.

В равенствах приняты следующие обозначения: $T^0_2(z)$ — температура в донных осадках на уровне z; T_0 — амплитуда годовой температурной волны, падающей на поверхность водного слоя; $\lambda_{эф}$ — коэффициент эффективной теплопроводности воды; λ_2 — коэффициент теплопроводности донных осадков; $k_1 = (1-i)\sqrt{\frac{\omega}{2\chi_1}}$, $k_2 = (1-i)\sqrt{\frac{\omega}{2\chi_2}}$ — волновые числа; χ_1, χ_2 — коэффициенты температуропроводности воды и осадков.

Эффективная теплопроводность воды:

$$\lambda_{эф} = \frac{\pi}{\tau} \cdot \frac{\rho_1 c_1 z_a^2}{(\lg\frac{\Delta T}{T_0})^2},$$

где ρ_1, c_1 — плотность и теплоемкость воды; z_a — глубина, на которой с точностью до измеряемой температуры ΔT отмечается влияние годовых температурных колебаний; T_0 — амплитуда годовой температурной волны на поверхности водного слоя.

В вышеприведенном случае моделируется поведение тепловой волны с поверхности воды в грунт. Но, как уже отмечалось ранее, результаты расчетов не всегда соответствуют требованиям практики — слишком

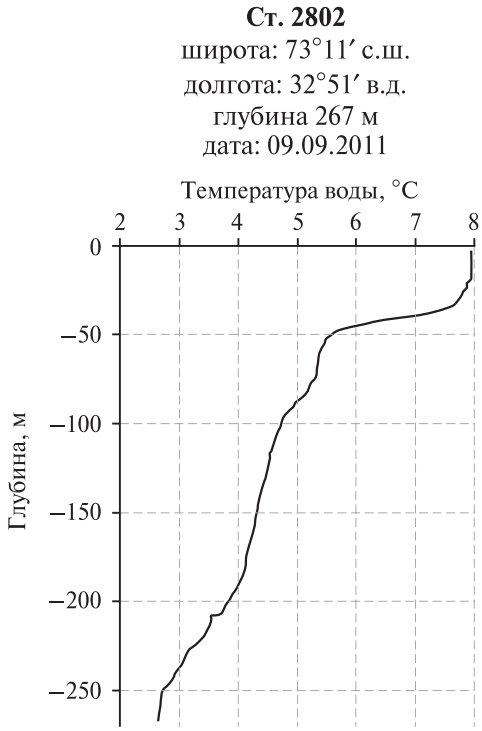


Рис. 3.2. Пример термограммы водной толщи, полученной в ходе 28-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» в южной части Баренцева моря (сентябрь 2011 г.)

сложные и непредсказуемые процессы происходят в толще воды. Рассчитанные значения влияния внешнего теплового поля зачастую значительно (до 25% и более) отличаются от реальных, установленных экспериментально. Такое положение является результатом недоучета ряда трудно выявляемых факторов и некоторых допущений в математических моделях, которые в конечном итоге сильно влияют на определение поправки за экзогенное влияние (рис. 3.2).

Поэтому позже в основу исследования гидролого-геотермического режима шельфа арктических морей был положен анализ экспериментальных данных [Суетнов, Никульшина, 1988], которые заключают в себе суммарную информацию обо всех термодинамических процессах, протекающих в контактной зоне «вода–дно».

С учетом средней температуропроводности осадков, составляющей в среднем $3 \cdot 10^{-7}$ м^2/с, глубина распространения затухающих гармонических колебаний рассчитывалась, исходя из соотношения:

$$z = \frac{\ln \Delta T_0 - \ln(2\delta T_z)}{\sqrt{\dfrac{\pi}{\tau a}}},$$

где ΔT_0 — размах температур на поверхности; $2\delta T_z$ — удвоенная абсолютная погрешность измерения температуры; a — температуропроводность; τ — период колебаний температуры.

При построении карты глубины залегания нейтрального слоя для юга Баренцева моря (рис. 3.3) были использованы данные по температуре дна в различные месяцы 1984 г. с максимальными и минимальными ее значениями.

В измеренных величинах колебаний температуры дна с годовым периодом суммированы как периодически изменяющиеся, так и другие ее вариации экзогенной природы, в частности, контролируемые мощными течениями, тепловой вклад которых в общий колебательный процесс может быть значительным.

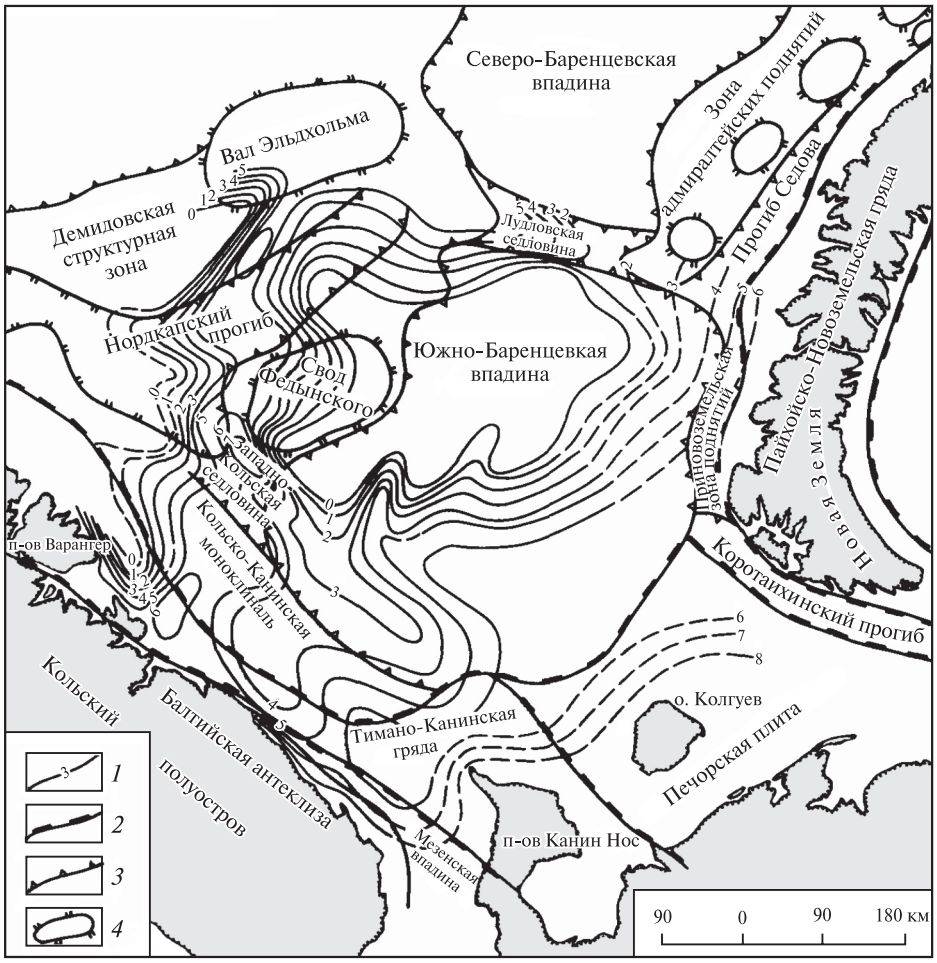


Рис. 3.3. Глубины залегания нейтрального слоя в донных осадках южной части Баренцева моря (по состоянию на 1984 г.) [Суетнов, Никульшина, 1988]

1 — глубина залегания нейтрального слоя, м; *2–4* — границы структурно-тектонических элементов: *2* — надпорядковых, *3* — первого порядка, *4* — второго порядка

Анализ данных по колебаниям температуры дна южной части Баренцева моря, в общем, показывает, как это и следует из теоретических предпосылок, сокращение амплитуды при увеличении глубины моря. В результате выявлены характерные значения глубины проникновения температурных колебаний при разной толщине водного слоя. На фоне общей тенденции к затуханию температурных колебаний на дне с возрастанием глубины установлены и существенные отклонения (по экспериментальным данным), относящиеся главным образом к зонам интенсивных течений. Эти отклонения отмечены до глубины 350–400 м и достигают 0,44 °С. Размах годовых колебаний на границе раздела «дно–вода» в южной части

Баренцева моря колеблется от 2,66 °С на глубине около 50 м до 0,00 °С при толщине водного слоя 300–400 м (в условиях отсутствия или слабых течений).

Наибольшая глубина залегания нейтрального слоя характерна для прибрежной мелководной зоны южной и юго-восточной частей Баренцева моря. В пределах Балтийской антеклизы, Мезенской впадины, Тимано-Канинской гряды, Печорской синеклизы и Коротаихинского прогиба ее значения составляют 5–8 м, а вблизи береговой линии — свыше 8 м (при глубинах моря 10–15 м). Глубина нейтрального слоя 5–6 м установлена в границах Кольско-Канинской моноклинали, переходной зоны от Печорской синеклизы к Баренцеву мегапрогибу и в Южно-Баренцевской впадине. Такие же глубины нейтрального слоя отмечены в широкой полосе, заключенной между 33 и 36° в.д. (от побережья Мурмана до 74° с.ш.). Эта область проходит через Кольско-Канинскую моноклиналь, Западно-Кольскую седловину, западную часть свода Федынского, Нордкапский прогиб и распространяется далее, в направлении вала Эльдхольма. Зона с нейтральным слоем на глубине менее 5 м характерна для периферии Южно-Баренцевской впадины, значительная часть донных осадков которой не подвергнута воздействию экзогенных колебаний температуры.

При глубинах моря, достаточных для затухания поверхностных колебаний температуры в пределах Южно-Баренцевской впадины, ощутимое возмущение теплового поля в донных осадках оказывают постоянные горизонтальные перемещения водных масс. В восточной части — это центральная ветвь Нордкапского течения (скорость 0,1–0,2 узла), на южной и юго-восточной периферии — Мурманское и Новоземельское течения, имеющие скорость 0,3–1,0 узел. В южной и юго-восточной частях Баренцева моря выделяются Мурманское прибрежное, Беломорское, Канинское и Печорское течения со скоростями соответственно 0,1–0,2; 0,3–0,5 (до 1); 0,1–0,2 (до 1) и 0,1–0,2 узла. Направление всех этих течений, несущих теплые водные массы, ориентировано с запада на восток и северо-восток.

Определенное влияние на тепловой режим донных осадков имеют холодные течения, которые наблюдаются в северной части Южно-Баренцевской впадины (Центральное течение с небольшой скоростью — 0,1–0,2 узла).

Существенную роль теплые и холодные течения играют в распределении абсолютных значений температуры нейтрального слоя в донных осадках. В пределах южной части Баренцева моря температура нейтрального слоя изменяется в сравнительно узком интервале (на 6 °С), от 4 до –2 °С. При этом температура 4–3 °С отмечена на локальном участке, приуроченном к западной части Кольско-Канинской моноклинали. Также незначительна по площади область с температурой 2 °С, приуроченная к восточной части свода Федынского. Подавляющая же часть юга Баренцева моря характеризуется температурой нейтрального слоя от –1 до +2 °С.

Главный недостаток приведенных выше методик расчета глубины «нейтрального слоя» заключается в том, что в них не учитывается весь

спектр температурной волны. Ведь, в общем случае, волна состоит из суперпозиции гармонических колебаний. Выбирая из спектра какое-либо одно колебание (например, годовое) мы не рассматриваем влияние остальных составляющих (полугодовое, вековое и т.д.), которые в действительности имеют место. Кроме того, входные параметры для формулы (амплитуда и период колебаний) задаются исходя из статистических оценок, что также накладывает определенную долю ошибки в измерения. Для более тонких расчетов может использоваться метод гармонического анализа.

С помощью этого анализа любой сложный сигнал можно разложить на простые составляющие. А модель влияния простого периодического изменения температуры на состояние почв была рассмотрена и решена еще Фурье. При расчете применяется уравнение теплопроводности для полупространства:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a\frac{\partial^2 T}{\partial z^2},$$

удовлетворяющее граничному условию на верхней границе $T(0,\ t) = A_0 \cdot \cos\omega t$.

Решением данного дифференциального уравнения является следующая функция:

$$T(z,t) = A_0 \cdot e^{(-z\sqrt{\frac{\omega}{2a}})} \cdot \cos(\omega t - z\sqrt{\frac{\omega}{2a}} - \varphi_0),$$

где A_0 — амплитуда колебаний температуры на поверхности вода–грунт; ω — частота колебаний; a — температуропроводность; z — глубина, на которой нужно найти температуру в момент времени t; φ_0 — начальная фаза колебаний.

В реальности колебания температуры, конечно же, далеки от гармонических. Это объясняется, во-первых, непериодическим изменением метеорологических условий, во-вторых, наложением друг на друга колебаний разных периодов (суточных, годовых, вековых и др.), влиянием переменных течений и т.д. Но почти любую численно заданную функцию можно представить в виде суперпозиции гармонических колебаний. Например, ряды Фурье представляют собой хорошо разработанный инструмент для подобных операций [Дженкинс, Ваттс, 1971]. При разложении функция отображается в виде тригонометрического ряда:

$$T(t) = a_0 + \sum_{m=1}^{n-1}(a_m \cos\frac{m2\pi t}{L} + b_m \sin\frac{m2\pi t}{L}) + a_n \cos\frac{n2\pi t}{L},$$

где a_0 — средняя температура за период времени L; $n = \frac{N}{2}$ — количество гармоник (N — количество измерений); m — номер гармоники; L — период времени, в течение которого производились наблюдения; a_m, b_m — константы.

Иногда это выражение удобнее записывать в виде

$$T(t) = a_0 + 2\sum_{m=1}^{n-1} A_m \cos(\omega_m t + \varphi_m) + A_n \cos\omega_n t,$$

где $A_m = \sqrt{a_m^2 + b_m^2}$ — амплитуда *m*-й гармоники на поверхности вода–грунт; $\varphi_m = \mathrm{arctg}(-\frac{b_m}{a_m})$ — фаза *m*-й гармоники; $\omega_m = \frac{m2\pi}{L}$ — частота *m*-й гармоники.

Вычислив амплитуды, соответствующие определенным частотам гармоник на поверхности, мы сможем определить глубину их проникновения в грунт. Случайные возмущения и ошибочные измерения, которые могут иметь место в исходных данных, будут интерпретироваться как колебания с очень маленьким периодом, поэтому они легко отсеются от основного сигнала (будут быстро затухать с глубиной). После суммирования по всем гармоникам получаем общий вклад экзогенных факторов на заданной глубине:

$$\widetilde{T}(z,t) = A_0 + 2\sum_{m=1}^{n-1} A_m \cdot e^{(-k_m z)} \cdot \cos(\omega_m t - k_m z + \varphi_m) + A_n \cdot e^{(-z\sqrt{\frac{\omega_n}{2a}})} \cdot \cos(\omega_n t - z\sqrt{\frac{\omega_m}{2a}}),$$

где $k_m = \sqrt{\frac{\omega_m}{2\chi}}$ — пространственная частота (χ — температуропроводность).

В данном выражении учитывается только переменная составляющая температурного поля. Предполагается, что постоянная средняя величина A_0 отражает геологическую природу поля, связанную с глубинным подводом тепла к поверхности.

Для определения нейтрального слоя необязательно знать зависимость распространения колебаний по времени $\widetilde{T}(z,t)$, достаточно определить *максимально возможную глубину* проникновения этих колебаний. Ограничимся глубиной, где сумма амплитуд по всем гармоникам A_Σ меньше или равна заданной погрешности δT, т.е. для упрощения формулы мы можем избавиться от временной зависимости, убрав $\cos(\omega_m t - z\sqrt{\frac{\omega_m}{2a}} + \varphi_m)$:

$$A_\Sigma(z) = 2\sum_{m=1}^{n-1} A_m \cdot e^{(-z\sqrt{\frac{\omega_m}{2a}})} + A_n \cdot e^{(-z\sqrt{\frac{\omega_n}{2a}})}.$$

Таким образом, наша задача сводится к нахождению глубины $z_{\text{нейтр}}$, на которой $A_\Sigma(z_{\text{нейтр}}) \le \delta T$. Например, для годовых колебаний с амплитудой на поверхности 1 °С глубина нейтрального слоя будет равна 6,5 м (при погрешности измерений 0,01 °С и температуропроводности грунта $2\cdot10^{-7}$ м^2/с) (рис. 3.4).

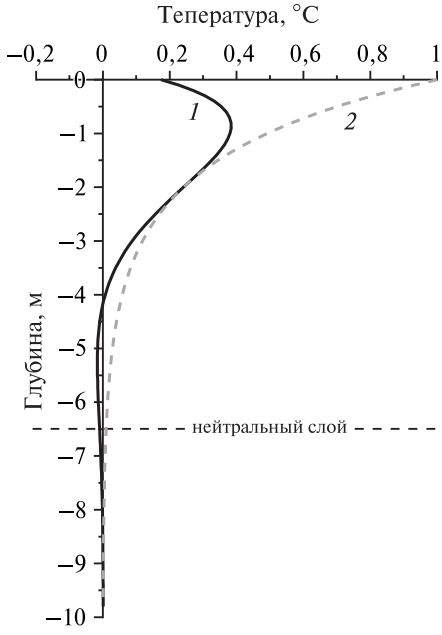


Рис. 3.4. Теоретическое распространение годовой температурной волны в грунте (на 80-й день)
1 — волна; *2* — амплитуда

Для практической реализации данного метода, можно использовать данные по придонной температуре воды, которые представлены в электронном атласе «Климат морей России и ключевых районов Мирового океана. Баренцево море»[1]. Показано, что в большей части Баренцева моря существует придонный изотермический слой воды толщиной до 4–8 м в зависимости от глубины моря. При глубине более 150 м температура воды совпадает с температурой поверхности дна с погрешностью ±0,03–0,04 °С, что позволяет использовать данные температурного режима придонных вод в качестве граничных условий на границе вода–грунт [Левашкевич, 2005]. В указанном электронном атласе, который представляет собой режимно-справочное пособие, содержатся сведения о климатических характеристиках морской среды Баренцева моря [Электронный атлас..., 2007]. Он подготовлен на основе исходных отечественных и зарубежных данных гидрометеорологических наблюдений, накопленных в Госфонде ГУ «ВНИИГМИ–МЦД» за многолетний временной период, а также материалов, полученных в рамках проектов четвертого направления ЕСИМО ФЦП «Мировой океан» за 1999–2006 гг.

В основу Атласа положены расчетные данные режимных характеристик в прибрежной зоне моря, полученные по результатам срочных наблюдений на сети морских береговых гидрометеорологических станций (ГМС) и постов (ГМП), и данные океанографических и морских судовых гидрометеорологических наблюдений в открытой части Баренцева моря, включая станции вековых разрезов (рис. 3.5, см. цв. вкл.). В расчетных параметрах морской среды использовались такие характеристики, как температура воды и воздуха, соленость, условная плотность воды, уровень моря, характеристики ветра и волн, содержание кислорода и скорость звука.

В качестве примера, рассмотрим измерения температуры воды на одной из станций с координатами 72°00′ с.ш., 33°30′ в.д. Самый нижний горизонт измерений на данной станции составляет 250 м. Будем предполагать, что этот горизонт является представительным для придонных условий. Период наблюдений с 1900 по 1994 гг. Количество наблюдений — 8977. К сожалению, измерения представлены только в виде осредненных по месяцам

[1] http://data.oceaninfo.info/atlas/Bar/3_watertemp_trows_map.html.

значений (рис. 3.6). Полный временной ряд недоступен для пользователей. Поэтому проанализировать можно только годовые колебания.

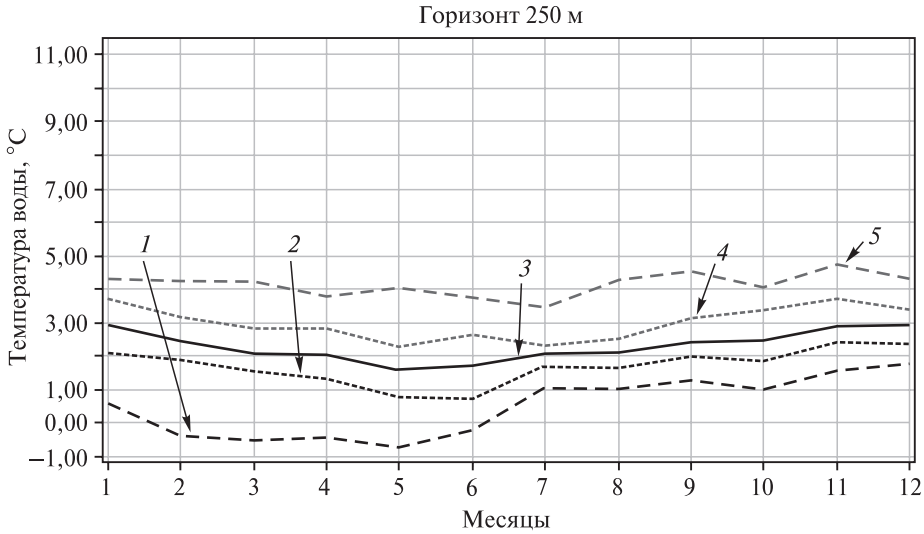


Рис. 3.6. Динамика температуры придонной воды на гидрометеорологической станции с координатами 72°00′ с.ш., 33°30′ в.д. [Электронный атлас..., 2007]

1–5 — температуры: *1* — минимальная, *2* — нижний предел стандартного отклонения, *3* — среднее, *4* — верхний предел стандартного отклонения, *5* — максимальная

Для анализа используем метод быстрого преобразования Фурье (БПФ), который наиболее распространен в различных вычислительных пакетах. Он используется в таких популярных программах, как Matlab, Mathematica, Mathcad и даже в надстройках MS Excel. Быстрое преобразование подразумевает, чтобы входной диапазон временнóго ряда был кратным 2^n. Поэтому вместо 12 известных значений температуры нужно использовать 16, для чего берем четыре значения из начала ряда и копируем их в конец. В результате применения БПФ получается набор комплексных чисел, каждое из которых определяет коэффициенты при косинусе и синусе соответствующей гармоники. Необходимо сделать несколько операций над этими данными, чтобы привести их к амплитудно-фазовому виду [Князев, Черкасский, 2008]. Чтобы получить амплитуду определенной гармоники, нужно вычислить модуль соответствующего комплексного числа и разделить его на количество наблюдений (в нашем случае на 16)[2]. Чтобы получить фазу колебаний, можно использовать стандартные встроенные функции для вычисления аргумента комплексного числа. Результат преобразований представлен в табл. 3.1.

[2] В разных программных пакетах алгоритмы реализации быстрого преобразования Фурье могут немного различаться. Приведенные выше операции актуальны для MS Excel и Matlab.

Таблица 3.1. Спектральные характеристики годового колебания

Номер гармоники	Период, дни	Амплитуда, °С	Фаза, рад	Средняя мощность	Вклад в мощность, %	
					среднюю	переменную
0	–	2,301875	0	5,298629	96,80678	–
1	360	0,210257	1,699544	0,088416	1,615375	50,58771
2	180	0,127098	–1,16933	0,032308	0,590265	18,48495
3	120	0,121758	–0,85308	0,02965	0,541713	16,96448
4	90	0,060029	–0,03124	0,007207	0,131674	4,123541
5	72	0,062164	0,035421	0,007729	0,141205	4,422031
6	60	0,057078	–0,3253	0,006516	0,119046	3,728083
7	51	0,025514	–1,38177	0,001302	0,023787	0,744928
8	45	0,040625	0	0,00165	0,030153	0,94428

После того, как определены амплитуды и фазы, соответствующие определенным частотам (периодам), возникает естественный вопрос о степени влияния каждой гармоники в общую энергетику колебаний. Для этого вычисляются средняя и переменная мощности колебаний. В соответствии с теоремой Парсеваля средняя мощность сигнала равна:

$$\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} T_i^2 = A_0^2 + 2\sum_{m=1}^{n-1} A_m^2 + A_n^2,$$

где T_i — измерение температуры в i-й момент времени.

Другими словами, эта теорема утверждает, что среднеквадратичное значение сигнала, или *средняя мощность*, рассеиваемая сигналом, может быть разложена на составляющие, даваемые каждой гармоникой. Для нулевой и n-й гармоник вклад равен A_0^2 и A_n^2, а для m-й гармоники ($m \neq 0$, $m \neq n$) средняя мощность равна $2\ A_m^2$.

Более удобной мерой в нашем случае является среднеквадратичное значение сигнала T_i относительно среднего $T_{\text{ср}}$. Оно просто равно *дисперсии*

$$\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} (T_i - T_{\text{ср}})^2 = 2\sum_{m=1}^{n-1} A_m^2 + A_n^2$$

или, в терминах электротехники, *средней мощности переменного тока*.

Исходя из построенного линейчатого спектра (рис. 3.7), можно сделать вывод, что основная роль в сигнале принадлежит гармонике с периодом 360 дней, т.е. годовой гармонике. Ее вклад в переменную составляющую мощности равен 50,5%.

Для того чтобы определить глубину нейтрального слоя, нужно выяснить на какой глубине суммарная амплитуда A_Σ меньше заданной погреш-

ности. При расчете бралась абсолютная погрешность измерения температуры 0,01 °С и температуропроводность осадочной толщи $2 \cdot 10^{-7}$ м²/с.

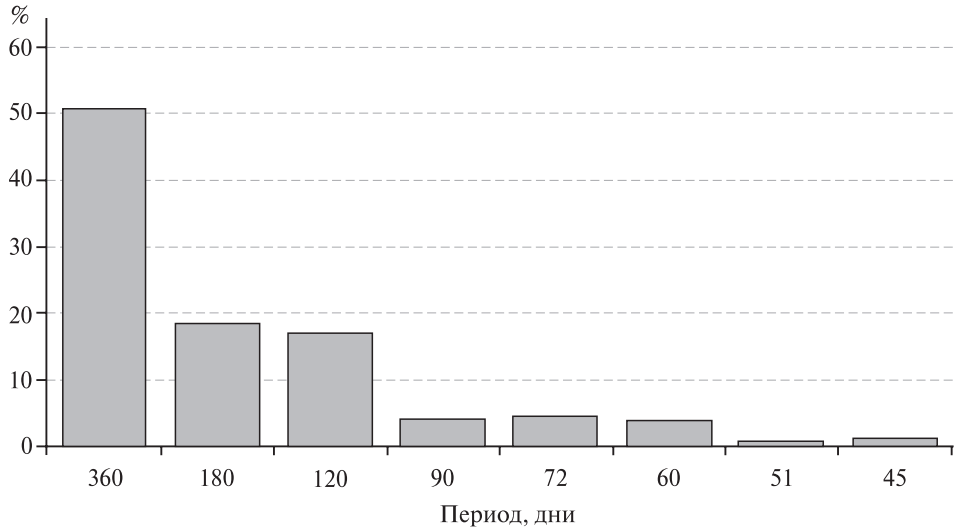


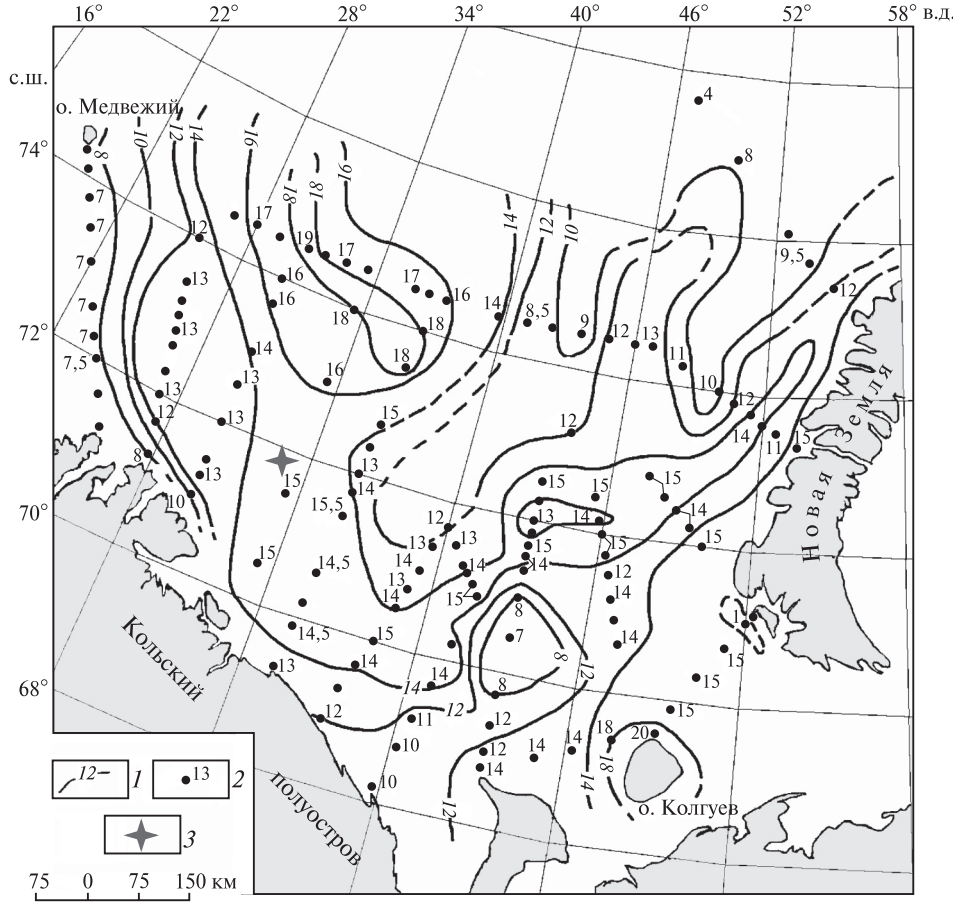
Рис. 3.7. Вклад в переменную мощность различных гармоник

Из табл. 3.2 видно, что годовые колебания затухают на глубине 5–5,5 м. Рассчитанные значения по этой методике хорошо согласуются с результатами методики, описанной ранее, если рассматривать только годовое колебание.

Однако, если за глубину нейтрального слоя принять глубину проникновения только годовой цикличности, то не будут включены влияния других вариаций температурного режима дна. В этом случае может быть неправильно оценено влияние режима на геотемпературное поле региона. Примером этому служат выводы работы [Суетнов, Никульшина, 1988], где применяются расчеты для годовых колебаний и утверждается, что в котловине Самойлова существует ненарушенный тепловой режим дна и в ее пределах можно проводить измерения геотемпературных параметров без внесения поправок. Но, если учесть еще и длиннопериодные колебания, то станет ясным, что верхний слой осадков в данном месте представляет собой нарушенную до значительных глубин температурную зону. В работе [Левашкевич, 2005] делаются выводы о том, что температурный режим дна Баренцева моря может быть представлен в виде суммы трех основных гармоник: с годовым, (2–3)- и (10–12)-летними периодами колебаний. Существует, конечно, и больший период времени, распространяющийся на всю рассматриваемую территорию в одинаковой степени и не влияющий на изменение геотемпературных параметров в регионе в верхних слоях донных отложений с заданной погрешностью. В результате расчетов с учетом длиннопериодного (11 лет) температурного колебания (рис. 3.8) получается, что в котловине Самойлова нейтральный слой располагается на глубине 10–12 м.

Таблица 3.2. Затухание амплитуд по глубине

Амплитуда	Глубина, м											
	0,0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5
$2 \cdot A_1$	0,4205	0,2948	0,2066	0,1448	0,1015	0,0712	0,0499	0,0350	0,0245	0,0172	0,0120	0,0084
$2 \cdot A_2$	0,2542	0,1538	0,0930	0,0563	0,0341	0,0206	0,0125	0,0075	0,0046	0,0028	0,0017	0,0010
$2 \cdot A_3$	0,2435	0,1316	0,0711	0,0384	0,0208	0,0112	0,0061	0,0033	0,0018	0,0010	0,0005	0,0003
$2 \cdot A_4$	0,1201	0,0590	0,0290	0,0142	0,0070	0,0034	0,0017	0,0008	0,0004	0,0002	0,0001	0,0000
$2 \cdot A_5$	0,1243	0,0562	0,0254	0,0115	0,0052	0,0023	0,0011	0,0005	0,0002	0,0001	0,0000	0,0000
$2 \cdot A_6$	0,1142	0,0478	0,0200	0,0084	0,0035	0,0015	0,0006	0,0003	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000
$2 \cdot A_7$	0,0510	0,0199	0,0078	0,0030	0,0012	0,0005	0,0002	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
A_8	0,0406	0,0149	0,0054	0,0020	0,0007	0,0003	0,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
A_Σ	1,3684	0,7779	0,4584	0,2787	0,1739	0,1110	0,0720	0,0475	0,0316	0,0213	0,0144	0,0098



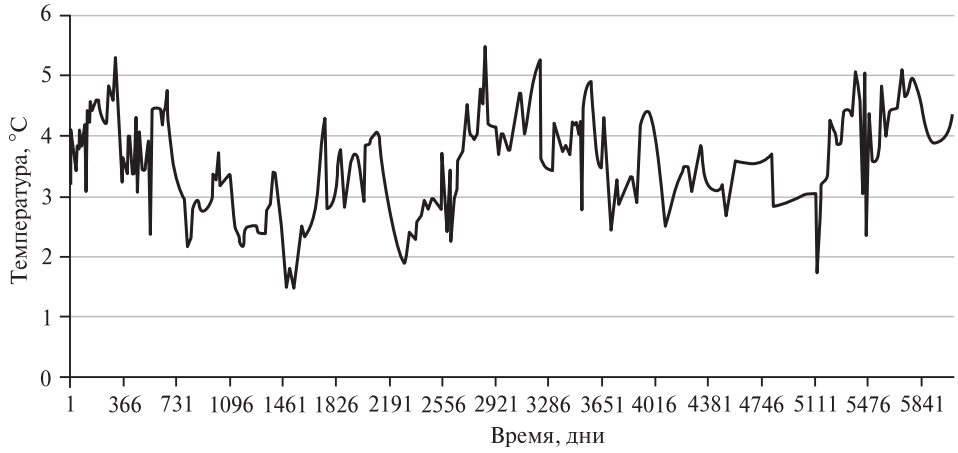


Рис. 3.9. Измерения придонной температуры с февраля 1975 г. по май 1991 г.

⇐

Рис. 3.8. Глубина залегания нейтрального температурного слоя в донных осадках Баренцева моря [Левашкевич, 2005]

1 — изолинии глубины нейтрального слоя, м; *2* — место определения и глубина (в м) залегания слоя; *3* — место, где были проведены измерения придонной температуры воды в течение 17 лет

Таблица 3.3. Спектральная характеристика 17-летнего временно́го ряда

Номер гармоники	Гармоники	Период, дни	Амплитуда, °С	Фаза, рад	Вклад в мощность, %	
					среднюю	переменную
0	14105,076042201	–	3,444	–	94,99	–
1	1015,08113375488 + + 870,4736472917*i*	4096,0	0,326	0,709	1,71	34,06
2	–60,6044016519103 – – 341,586844158258*i*	2048,0	0,085	–1,746	0,11	2,29
3	–320,568228463917 – – 875,019932905248*i*	1365,3	0,228	–1,922	0,83	16,54
4	375,713194487844 + + 149,770404968291i	1024,0	0,099	0,379	0,16	3,12
5	–418,505519534805 – – 394,820951927413*i*	819,2	0,140	–2,385	0,32	6,31
6	294,995356285425 + + 76,9124891347734i	682,7	0,074	0,255	0,09	1,77
7	39,7946377284892 – – 82,328523450981*i*	585,1	0,022	–1,121	0,01	0,16
8	115,009703339463 – 64,0681802092307i	512,0	0,032	–0,508	0,02	0,33
9	–132,098895813736 + + 80,0440766475641*i*	455,1	0,038	2,597	0,02	0,45
10	–336,064693352954 + + 208,632323071452i	409,6	0,097	2,586	0,15	2,98
11	659,332075758683 + + 570,203322166809*i*	372,4	0,213	2,429	0,73	14,47
12	251,223612533611 – – 144,093464526943i	341,3	0,071	–0,521	0,08	1,60
...	...	...	...	...	...	...
2048	1,85067113996502	2,0	0,000	0,000	0,00	0,00

В качестве примера используем временной ряд измерений придонной температуры на шельфе Баренцева моря за 17 лет, полученный нами в Институте океанологии им. П.П. Ширшова. Координаты левого верхнего угла — 71° в.д., 34° с.ш.; правого нижнего — 72° в.д.; 33° с.ш. После

посуточного осреднения (поскольку измерения носили непериодический характер) и интерполяции получился ряд, представленный на рис. 3.9. Всего получилось 6100 значений температур. Для анализа методом БПФ используем первые 4096 значений (2^{12}).

В результате преобразования временно́го ряда в частотный получается, что постоянная составляющая является приоритетной и ее вклад в энергетику сигнала имеет значение 95% (табл. 3.3).

На рис. 3.10 видно, что основными гармониками являются колебания с периодами: 11,2 лет, 3,7 года и 1 год. При необходимости исходный временной ряд можно аппроксимировать с помощью этих трех гармоник:

$$T(0,t) = 3{,}444 + 2\cdot 0{,}326\cos\left(\frac{2\pi}{4096}t + 0{,}709\right) +$$

$$+ 2\cdot 0{,}228\cos\left(\frac{2\pi}{1365{,}3}t - 1{,}922\right) + 2\cdot 0{,}213\cos\left(\frac{2\pi}{372{,}4}t + 2{,}429\right).$$

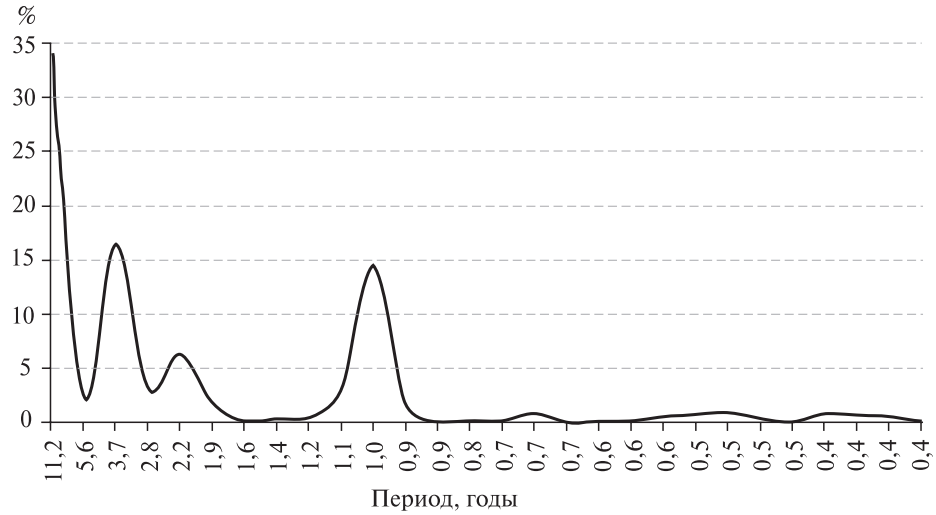


Рис. 3.10. Вклад в переменную мощность сигнала

Суммарный вклад данных гармоник в среднюю мощность сигнала, с учетом средней величины, составляет 98,25%. При этом возможное максимальное отклонение температуры на поверхности от «истинного» значения (с учетом всех гармоник) может составлять 0,145 °С, что существенно больше погрешности измерений. Существующие компьютерные мощности позволяют использовать в вычислениях весь полученный спектр частот, но иногда возникает необходимость и в таком упрощении.

В результате анализа полученного временно́го ряда по предлагаемой методике расчетная глубина нейтрального слоя получилась равной 20,5 м

($a = 2{\cdot}10^{-7}$ м²/с). Однако на рис. 3.7 данная точка лежит на изолинии в 14 м. Связано это, скорее всего, с тем, что при создании карты глубины нейтрального слоя учитывались *только три* длиннопериодные составляющие (11 лет, 3 года, 1 год). Но и при суммировании других низкоэнергетических колебаний может получиться значительный их вклад на глубине. И в данном примере разница в глубине нейтрального слоя составляет 6,5 м, что является следствием недоучета этого вклада.

Если мы хотим составить прогноз на предполагаемый район исследований, то необходимо сделать уже обратное преобразование Фурье на основе полученного спектра. Другими словами, если нас интересует, какая будет температура на определенной глубине в какой-либо момент времени, то нужно восстановить временной ряд и экстраполировать его на интересующую нас дату. Например, восстановленный ряд для случая трех основных гармоник имеет общий вид:

$$\widetilde{T}(z,\ t) = 3{,}44 + 2\cdot 0{,}326 e^{\left(-z\sqrt{\frac{2\pi}{4096\cdot 24\cdot 60\cdot 60\cdot 2a}}\right)}\cdot\cos\left(\frac{2\pi}{4096}t - z\sqrt{\frac{2\pi}{4096\cdot 24\cdot 60\cdot 60\cdot 2a}} + 0{,}709\right) +$$

$$+ 2\cdot 0{,}228 e^{\left(-z\sqrt{\frac{2\pi}{1365{,}3\cdot 24\cdot 60\cdot 60\cdot 2a}}\right)}\cdot\cos\left(\frac{2\pi}{1365{,}3}t - z\sqrt{\frac{2\pi}{1365{,}3\cdot 24\cdot 60\cdot 60\cdot 2a}} - 1{,}922\right) +$$

$$+ 2\cdot 0{,}213 e^{\left(-z\sqrt{\frac{2\pi}{372{,}4\cdot 24\cdot 60\cdot 60\cdot 2a}}\right)}\cdot\cos\left(\frac{2\pi}{372{,}4}t - z\sqrt{\frac{2\pi}{372{,}4\cdot 24\cdot 60\cdot 60\cdot 2a}} + 2{,}429\right).$$

В данном выражении время t измеряется в днях, а температуропроводность a — в м²/с. Начальной точкой временно́го отсчета в нашем случае является 13 февраля 1975 г., поэтому все последующие прогнозы должны отталкиваться от этого момента. Например, если мы хотим вычислить поправку на 1 августа 2015 г., то необходимо ввести t = 14 568 дня. При этом на глубине 2 м значение поправки (с учетом всех гармоник) будет равно 3,060 °С (рис. 3.11).

Однако в общем случае значение температурного поля в грунте $S(z,\ t)$ зависит от суммы двух составляющих — внешнего воздействия $T(z,\ t)$ и глубинного источника тепла $G(z)$.

$$S(z,\ t) = T(z,\ t) + G(z).$$

На момент времени t_i для выборки из 4096 измерений придонной температуры Баренцева моря (см. рис. 3.9) получим:

$$S(z) = \left[A_0 + 2\sum_{m=1}^{n-1} A_m\cdot e^{(-k_m z)}\cdot\cos(\omega_m t_i - k_m z + \varphi_m) + A_n\cdot e^{(-k_n z)}\cdot\cos(\omega_n t_i - k_n z)\right] +$$

$$+ [g\cdot z],$$

где g — геотемпературный градиент (см. рис. 3.11, *Б*).

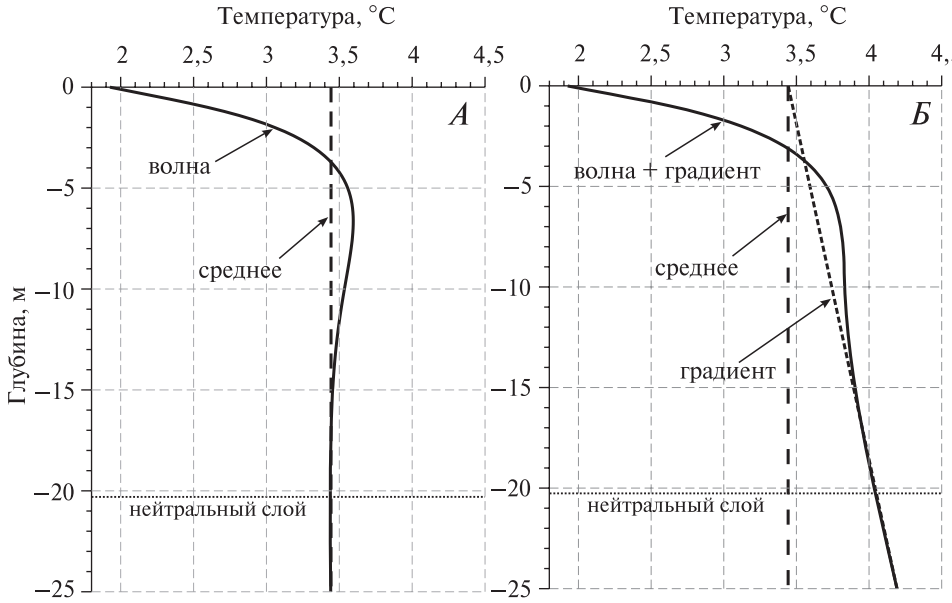


Рис. 3.11. Распространение поверхностной температурной волны в грунте
А — без градиента; *Б* — при наличии градиента

Как видно из этой формулы, экзогенное влияние на температурное поле не зависит от глубинного теплового потока. Но на фоне высокого теплового потока экзогенная волна менее заметна, что повышает достоверность оценки глубинного теплового потока в аномальных участках, как, например, это показано в работе М.Д. Хуторского с соавторами [2009].

Таким образом, если в исследуемой точке есть измерения температуры по глубине $S(z)$ и велись регулярные измерения температуры на поверхности $T(z = 0, t)$, то в ней можно рассчитать значение геотемпературного градиента g.

$$g = \frac{S(z) - \left[A_0 + 2\sum_{m=1}^{n-1} A_m e^{(-k_m z)} \cos(\omega_m t_i - k_m z + \varphi_m) + A_n e^{(-k_n z)} \cos(\omega_n t_i - k_n z) \right]}{z}.$$

Конечно, на практике в итоговом результате будет присутствовать определенная доля ошибки: за счет погрешности измерений, за счет аппроксимации временнóго ряда, — да и сам по себе прогноз — величина вероятностная. Но, в отсутствие надежных (например, скважинных) измерений неискаженного глубинного теплового потока, предлагаемый алгоритм дает оценочное значение этой величины.

Заметим, что гармонический анализ Фурье не является универсальным инструментом для изучения термических условий на границе

«дно–вода». Данный метод хорошо разработан и неплохо зарекомендовал себя при работе со стационарными моделями, но вот в случае с непериодическим изменением параметра во времени лучше использовать частотно-временное представление сигнала. Если же требуется определить только значение глубины нейтрального слоя, то вполне достаточно спектральной характеристики, полученной с помощью преобразования Фурье.

3.1. Западно-Арктический регион

Начавшаяся в 80-е годы интенсивная разведка нефтегазовых месторождений на шельфе Баренцева моря сопровождалась бурением на акватории и на островах глубоких скважин, в которых проводились каротажные исследования, в том числе и термокаротаж. К этому времени относятся и первые скважинные измерения теплового потока в южной части Карского моря. Обработка термических измерений позволила оценить значения градиентов температуры, а теплофизические исследования керна скважин — теплопроводность пород.

Таким образом, были получены первые кондиционные измерения теплового потока в регионе [Цыбуля, Левашкевич, 1992], которые после применения методики учета сезонных колебаний температуры были уточнены [Левашкевич, 2005] (рис. 3.12). В конце 70-х и в 80-е годы XX в. были также выполнены первые измерения в глубоководной части Северного Ледовитого океана (Котловины Нансена и Амундсена), а также во впадинах Амеразийской части океана (Котловинах Подводников и Канадской).

В Российской части Баренцева моря основной объем кондиционных зондовых измерений был выполнен геотермическим отрядом Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты) [Цыбуля, Левашкевич, 1992]. Ими же проведено обобщение скважинных измерений теплового потока на шельфе и на архипелагах.

Кроме того, на акватории Печорского моря были получены измерения сотрудниками Института океанологии РАН [Вержбицкий, 2002], а в северной части Баренцева моря, а также в Атлантике западнее Шпицбергена — нами [Хуторской и др., 2009, 2010; Леонов и др., 2010; Ахмедзянов и др., 2011].

Описание результатов регионального изучения теплового поля в Западно-Арктическом регионе начнем с обзора измерений теплового потока в Баренцевом море, выполненных в Геологическом институте КНЦ РАН Л.А. Цыбулей и В.Г. Левашкевичем. Определения плотности теплового потока зондовым методом осуществлено на 30 станциях Баренцева моря [Новое в изучении..., 1990; Цыбуля, Левашкевич, 1992; Левашкевич, 1992; Левашкевич, Григорян, Боровая, 1992] (см. рис. 3.12) с помощью описанной выше аппаратуры ТГЦП.

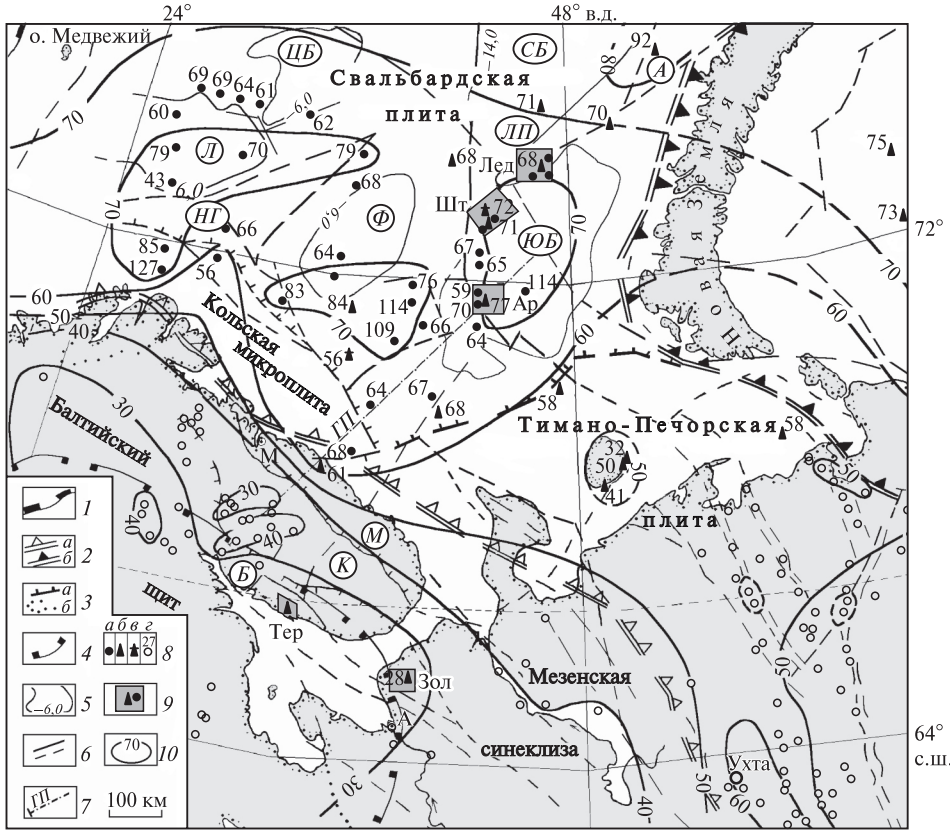


Рис. 3.12. Карта плотности теплового потока Баренцевоморского района и сопредельных территорий (по данным [Левашкевич, 2005])

1–4 — границы: *1* — континентальной окраины, *2а* — Восточно-Европейской платформы, *2б* — Баренцево-Печорской платформы, *3а* — между Свальбардской и Тимано-Печорской плитами, *3б* — Балтийского щита, *4* — Свекофенокарельской мегаструктуры; *5* — изолинии поверхности фундамента, км; *6* — разломы и разломные зоны; *7* — линия геотермического профиля; *8* — пункты определения ТП и его значения, мВт/м²: *а* — в донных отложениях, *б* — в глубоких скважинах, *в* — в инженерных скважинах, *г* — с известными значениями ТП, выполненными ранее; *9* — районы геотермических исследований в пределах локальных структур: Лед — Ледовый, Шт — Штокмановский, Ар — Арктический, Тер — Терский, Зол — Золотицкий; *10* — изолинии ТП, мВт/м².

ЛП — Лудловская перемычка; поднятия: *ЦБ* — Центрально-Баренцевское, *А* — Адмиралтейское, *Л* — Лоппа, *Ф* — Финнмаркенское; впадины: *СБ* — Северо-Баренцевская, *ЮБ* — Южно-Баренцевская; *НГ* — Нордкапский грабен; мегаблоки Кольского полуострова: *М* — Мурманский, *К* — Кольский, *Б* — Беломорский

Погрешность метода оценивалась на двух примерах путем сопоставления рассчитанной плотности теплового потока по данным термозондирования с определениями его значений по глубоким скважинам (Арктическая-1 и Мурманская-23). Тепловой поток на станциях вблизи скважин,

измеренный зондовым методом, изменяется незначительно, и его значения составляют 66–67 мВт/м^2. Тепловой поток по скв. Арктическая-1 рассчитан в интервале глубин 2500–2925 м и равнялся 77 мВт/м^2, а в скв. Мурманская-23, находящейся в 25 км от станций, — 68 мВт/м^2. Удовлетворительное совпадение результатов позволяет оценивать относительную погрешность определения теплового потока в донных отложениях как 15–20%, что дает возможность рекомендовать термозондирование, наряду с более надежными скважинными измерениями для получения данных о тепловом потоке на акватории Баренцева моря.

В общей сложности, картина регионального геотермического поля получена в результате расчета теплового потока в глубоких (до 4 км) параметрических скважинах на островах Баренцевоморского региона и на акватории шельфа, а также зондовых измерений

3.1.1. Геотермические исследования на островах Баренцева моря

Изучение теплового потока на островах стало возможным после бурения параметрических скважин на Западном Шпицбергене (скважины Грумандская и Вассдаленская); на архипелаге Земля Франца-Иосифа: на о-ве Земля Александры (скв. Нагурская), о-ве Хейса (скв. Хейса) и о-ве Грэм-Белл (скв. Северная); на о-ве Колгуев (скважины Бугринская-1, Песчаноозерские-3 и -1/4) и др. [Бро и др., 1982, 1988; Школа и др., 1980, 1985].

Значение геотермического градиента в скважинах определялось по данным производственного термокаротажа после внесения соответствующих поправок за «невыстойку» скважин (табл. 3.4) [Левашкевич, 2005]. Имеющиеся данные обеспечивали относительную погрешность расчета плотности теплового потока около 10–15%.

На рис. 3.13 показано сопоставление геотермических и геологических данных по субширотному профилю скв. Груманд — скв. Северная.

Результаты сопоставления показывают, что для скважин Хейса и Северной литолого-стратиграфические и теплофизические разрезы близки. Незначительное увеличение средних значений теплопроводности верхнетриасовых отложений с глубиной от 2,3 до 2,55 Вт/(м·К) статистически незначимо, но, по-видимому, объясняется уплотнением осадочных пород. С глубины 2000 м в скв. Северная и около 1400 м в скв. Хейса происходит незначительное уменьшение и стабилизация теплопроводности (2,2 Вт/(м·К)), что связано с появлением в разрезах менее песчанистых пород. Присутствие в разрезах более катагенетически преобразованных пород повышает их средневзвешенную теплопроводность. Незначительное изменение теплопроводности по глубине отмечается в Нагурской скважине. Только в верхней части каменноугольных отложений, сложенных органогенными известняками, наблюдается ее рез-

кое увеличение от 2,1 до 2,5 Вт/(м·К), здесь же происходят и наиболее резкие колебания градиента температуры. Средняя теплопроводность 2,4 Вт/(м·К) характерна для большей части разреза в Грумандской скважине. Резкий ее скачок до 4,0 Вт/(м·К) отмечается для пермских отложений в связи с присутствием в разрезе высокотеплопроводных кремнистых и доломитовых пород. Наиболее полно представленная во всех скважинах триасовая толща характеризуется относительно стабильными значениями теплопроводности — около 2,35 Вт/(м·К). Только в Нагурской скважине теплопроводность пород триаса меньше и составляет 2,05 Вт/(м·К), очевидно, в связи с доминирующим присутствием в разрезе глин.

Тепловой поток на островах изменяется незначительно, составляя в среднем 78 мВт/м^2 в нижних частях разрезов [Левашкевич, Цыбуля, Десятков, 1992]. Эти значения хорошо согласуются с теми измерениями теплового потока, которые получены погружными зондами в северной части Баренцева моря [Цыбуля, Левашкевич, 1992]. Можно предположить, что под северным участком шельфа и под архипелагом ЗФИ литосфера имеет одинаковую мощность, количественная оценка которой будет дана ниже.

Анализ температур в скважинах показывает, что в нижней части исследуемого разреза они мало различаются. Так, на глубине 3 км температура в Грумандской скважине равна 87 °С, в скважинах Хейса и Северной — 85 °С. Уменьшение плотности теплового потока в верхней части разрезов скважин архипелага Шпицберген и некоторых из скважин ЗФИ (см. табл. 3.4) до 65–70 мВт/м^2 связано с занижением средневзвешенной теплопроводности слоистого разреза из-за неучета влияния влагонасыщенности исследуемых образцов, в основном, песчаников. Однако, если учесть результаты исследований влияния влажности на теплопроводность алевритов и песчаников и считать равномерное их присутствие в разрезе, то средневзвешенная теплопроводность пород отмеченных толщ может быть увеличена на 20–25%. В этом случае тепловой поток приближается к среднему по скважине.

Относительно высокие тепловые потоки на островах и на прилегающем шельфе отчасти могут быть обусловлены повышенной флюидодинамической активностью всей северо-западной окраины Западно-Арктического бассейна. Подтверждением этому могут служить наблюдаемые газопроявления на различных уровнях в пробуренных скважинах.

Так, в Грумандской скважине из интервала 2340–2375 м (породы оленёкского яруса нижнего триаса) получен метан с дебитом 6 тыс. м^3/сут на штуцере 16 мм, а из интервала 2156–2200 м (породы анизийского яруса среднего триаса) — газ с дебитом до 10 тыс. м^3/сут. В Вассдаленской скважине на глубине 2415 м из среднетриасовых отложений во время бурения произошел выброс газа с дебитом около 30 тыс. м^3/сут, содержащего 80–90% метана. Из среднетриасовых отложений на о-ве Хейса, в интервалах 3005–3014, 2802–2814 и 2574–2578 м получен слабый приток метана и азота с метаном дебитом от 2 до 144 м^3/сут [Школа и др., 1980].

Таблица 3.4. Плотность теплового потока в скважинах северных островов Баренцевоморского региона

Скважина			Интервал, м	Геотермический градиент, мК/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, мВт/м²	
название	координаты						
	с.ш.	в.д.				по интервалу	среднее
Грумандская	78°07′	15°02′	460–670	30,0	2,24	67*	73
			960–1220	27,5	2,35	65*	
			1620–2100	30,5	2,48	76	
			2110–2460	34,5	2,35	80	
			2530–2630	40,0	1,99	80	
Вассдаленская-2	77°50′	15°11′	470–600	33,0	2,25	74	76
			790–950	35,3	2,30	81	
			1210–1330	29,0	2,45	71	
Нагурская	80°47′	47°30′	500–950	36,0	2,3	83	79
			950–1640	40,0	2,1	84	
			1640–1740	30,0	2,65	80	
			1740–2140	28,0	2,5	70	
			2750–3000	34,0	2,2	75	
Хейса	80°37′	58°02′	500–1100	29,7	2,41	72	76
			1100–1670	26,0	2,71	70	
			1670–1910	40,0	2,24	90	
			1910–2500	37,5	2,20	82	
Северная	81°09′	64°25′	1280–1950	27,5	2,6	72	80
			1950–2280	35,0	2,28	80	
			2280–2560	41,0	2,1	85	
			2560–3400	36,0	2,34	84	

* Приняты средние значения параметров.

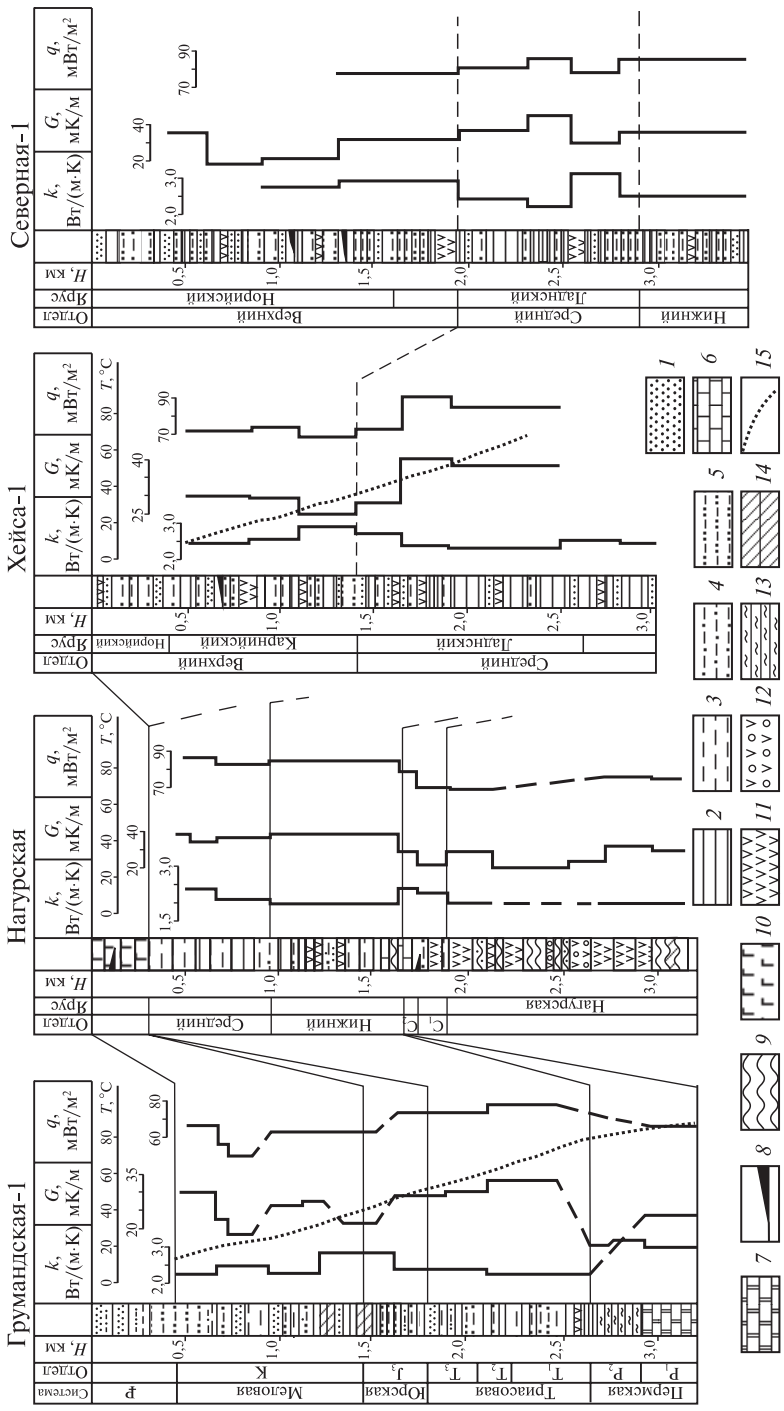


Рис. 3.13. Геологические разрезы и результаты геотермических измерений по скважинам северных архипелагов Баренцева моря

1 — пески; *2* — аргиллиты; *3* — алевритистые аргиллиты; *4* — глинистые алевролиты; *5* — алевролиты; *6* — известняки; *7* — доломиты; *8* — угли; *9* — кварц-серицитовые сланцы; *10* — базальты; *11* — габбро-долериты; *12* — кварцевые габбро-долериты; *13* — кремнистые породы; *14* — зоны дробления; *15* — термограммы

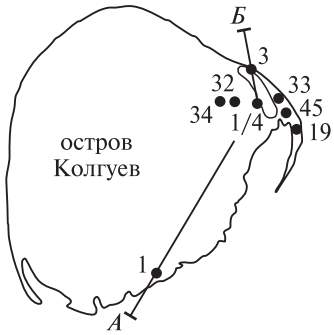


Рис. 3.14. Схема расположения скважин (указаны их номера) и профиля *А–Б* на о-ве Колгуев

На о-ве Колгуев пробурено большое количество скважин, сконцентрированных в основном в его северо-восточной части. Условно скважины, в которых определялся тепловой поток, можно разместить на профиле *А–Б* (рис. 3.14), пересекающем остров с юго-запада на северо-восток. На юге расположена скважина Бугринская-1, а на севере, на линии профиля, — две скважины (Песчаноозерские-1/4 и -3); обе они находятся внутри контура нефтегазоносности.

Мезозой-кайнозойские и верхнепермские отложения скважин представлены в основном песчано-алеврито-глинистыми породами с глинистым, известковисто-глинистым и, реже, известковистым цементом [Школа и др., 1985; Бро и др., 1988], различные соотношения которого, как показано в публикации Н.Б. Бекасова с соавторами [1990], сильно влияют на теплопроводность. Нижняя часть пермских, каменноугольные и верхний отдел девонских отложений сложены карбонатными породами, представленными известняками и доломитами с различной структурой и степенью алеврито-глинистых примесей и прослоек, определяющих теплопроводность отдельных интервалов разреза. С глубиной наблюдается постепенное увеличение теплопроводности пород по всем скважинам до низов пермских отложений, где отмечается ее скачок в сторону увеличения в связи с появлением в разрезе плотных карбонатных пород. В среднем, теплопроводность разреза скв. Бугринская-1 несколько выше, чем Песчаноозерских из-за большей известковистости. Близкие поинтервальные значения теплового потока в скв. Бугринская-1 позволяют уверенно определить его плотность — 41 мВт/м^2, которую можно принять за фоновую для этой скважины (табл. 3.5).

Сопоставление геотермических данных в скважинах северо-восточной части острова показывает их значимые различия (рис. 3.15). Например, температура на глубине 3 км в скв. Песчаноозерская-3 составляет 54 °С, а в скв. 1/4 — 71 °С. Соответственно геотермические градиенты оцениваются в 17 и 26 мК/м. Общим признаком для скважин северо-восточной части острова является увеличение градиента температуры и, соответственно, теплового потока в средней части разреза нижнетриасовых отложений, которые сложены глинистыми породами с пропластками мелкозернистого рыхлого песчаника, насыщенного пластовыми флюидами. На различия в значениях тепловых потоков, кроме гидродинамического, в какой-то мере влияет и структурно-геологический фактор, потому что в скв. Песчаноозерская-1/4, которая пробурена в своде поднятия кровли триаса, он составляет 50 мВт/м^2, а в скв. Песчаноозерская-3, в опущенном блоке, — 32 мВт/м^2.

Таблица 3.5. Плотность теплового потока в скважинах острова Колгуев

Скважина			Интервал, м	Геотермический градиент, мК/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, мВт/м^2	
название	координаты					по интервалу	среднее
	с.ш.	в.д.					
Бугринская-1	68°46′	49°12′	620–735	24	1,7	41	41
			905–980	23	1,9	41	
			980–1072	19	1,97	38	
			1072–1220	25,5	1,67	44	
			1260–2100	21	1,94	41	
			2100–2800	16	2,56	41	
Песчаноозерская-1/4	69°11′	50°04′	445–545	35	1,35	50	50
			735–1135	28,4	1,43	41	
			1195–1425	25	1,84	46	
			1425–1625	31,3	1,75	55	
			1625–1695	25	1,92	48	
			1700–2590	27	1,91	52	
			2590–3605	22,6	2,31	52	
Песчаноозерская-3	69°17′	50°03′	740–880	24	1,34	32	32
			950–1420	18,5	1,51	28	
			1420–1645	17	1,82	31	
			1645–1850	22	1,72	37	
			1850–2120	19	1,8	34	
			2120–2720	16	1,8	31	
			2815–2900	17	1,92	32	

Таблица 3.5. Окончание

Скважина			Интервал, м	Геотермический градиент, мК/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, мВт/м²	
название	координаты					по интервалу	среднее
	с.ш.	в.д.					
Песчаноозерские-33, -34, -45			ниже притока нефти	25*	1,88*	47	47
Песчаноозерская-19	69°05′	50°11′	1100–1650	26,6	1,87*	50	50
Песчаноозерская-32	69°12′	49°58′	1650–1850	34,0	1,87*	63	63

* Приняты средние значения параметров.

Отмеченный характер изменения геотермических параметров можно объяснить конвективным выносом тепла флюидами из нижних частей осадочной толщи или более глубоких горизонтов по зонам разломов и/или системе трещин [Кудельский и др., 1987]. Подтверждением этому является высокое содержание в водорастворенном газе гелия, а в пластовой высокоминерализованной воде региона — йода и брома (23, 37 и 201 мг/л соответственно [Школа и др., 1985]). Анализ температурных данных показывает, что такая зона разломов (или система направленных трещин) должна иметь юго-восточное простирание. Плотность теплового потока в скважинах, приуроченных к этой зоне, заметно повышается в интервалах залегания нижнетриасовых нефтегазовых горизонтов. Приведенные данные свидетельствуют о перспективности на нефть и газ не только островной части, но и восточного шельфа о-ва Колгуев, а также о сравнительно недавних и, возможно, происходящих здесь в настоящее время поступлениях с глубины газово-жидких флюидов.

Более высокие тепловые потоки на северных островах Баренцевоморского региона по сравнению с южной частью во многом обусловлены продолжительной и более активной тектономагматической деятельностью, геологические признаки которой отмечаются с перерывами от конца герцинского этапа тектогенеза до новейшего времени. Это подтверждается присутствием пластовых интрузий и инъекций магматических пород в отложениях среднего триаса в скважинах о-ва Шпицберген. На о-ве Хейса пластовые интрузии габбро-долеритов встречаются не только в среднем, но и в верхнем триасе. Кроме того, на отдельных участках акватории в районах архипелага Шпицберген известны про-

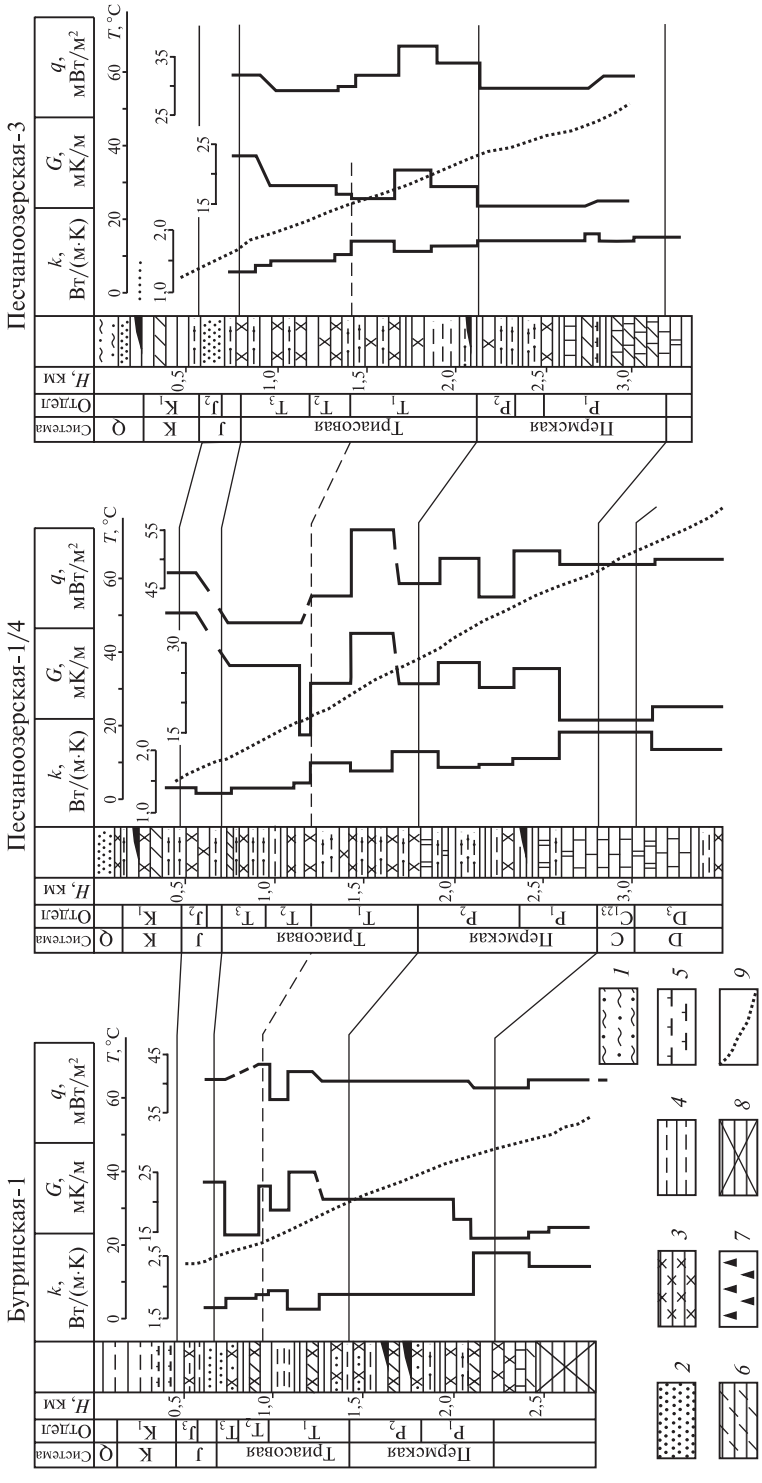


Рис. 3.15. Геологические разрезы и результаты геотермических измерений по скважинам о-ва Колгуев

1 — дресва, галька; *2* — песок; *3* — песчаник; *4* — глина, аргиллит; *5* — повышенная известковистость; *6* — повышенная глинистость; *7* — окремнение; *8* — кварцевые породы; *9* — термограммы

явления молодых и сверхмолодых интрузий [Евдокимов, 2000; Хуторской и др., 2009].

3.1.2. Тепловой поток на акватории Баренцева моря

Определения теплового потока в глубоких скважинах на акватории Баренцева моря стали возможны благодаря буровым работам на нефть и газ, проведенным здесь ПО «Арктикморнефтегазразведка». Промыслово-геофизической службой этой организации выполнен широкий комплекс геофизических, в том числе и геотермических, исследований в скважинах с различной степенью их выстойки. Полученные термограммы вместе с результатами изучения теплофизических параметров пород позволили определить тепловой поток в девяти глубоких скважинах акватории (табл. 3.6).

Термокаротаж почти во всех скважинах выполнен в различные периоды времени после окончания бурения, но не превышающие один месяц. Поэтому при расчете теплового потока каждая термограмма анализировалась по «индивидуальной» методике [Левашкевич и др., 1992а]. Анализ показал, что верхняя часть большинства скважин до глубины 1,0–1,2 км находилась в невыстоявшихся условиях, в связи с чем тепловой поток в них определяли по нижним частям термограмм (глубже 1 км), где, кроме того, наиболее детально была изучена теплопроводность пород. Исключение составляет скважина Куренцовская-1. В ней поток рассчитан в глинистых отложениях верхней флюидоупорной толщи. Это стало возможным благодаря длительной выстойке скважины перед очередным измерением температуры — 3,5 года. О стационарных условиях в скважине свидетельствует совпадение расчетных и измеренных температур на уровне нейтрального слоя на глубине 14 м.

Проанализируем полученные результаты расчета теплового потока (см. табл. 3.6) и температур в скважинах (рис. 3.16), расположенных в различных тектонических зонах региона (см. рис. 3.12). Для сравнения на рис. 3.16 приведена часть термограммы сверхглубокой скважины СГ-3 в Печенгской мульде. Из всех пробуренных на Баренцевском шельфе скважин максимально глубокой является скв. Арктическая-1 (4500 м), а максимально глубокие измерения температуры достигнуты в скв. Северо-Кильдинская-82 (4050 м). В большей части скважин тепловой поток рассчитан в юрско-триасовых и меловых отложениях, представленных в основном чередованием песков, песчаников, алевролитов, аргиллитов, у которых отмечается относительно высокая для терригенных пород теплопроводность. Наиболее высокий тепловой поток определен в скважине Адмиралтейская-1, для которой характерны также повышенные температуры на одинаковых срезах по всей глубине (см. рис. 3.16). Для примера, проследим характер изменения температуры в различных скважинах региона на глубинах 2 и 3 км.

Таблица 3.6. Плотность теплового потока в глубоких скважинах Баренцева моря

Скважина			Интервал, м	Геотермический градиент, мК/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, мВт/м^2	
название	координаты					по интервалу	среднее
	с.ш.	в.д.					
Штокмановская-1	73,0	44,0	2000–2150	30,0	2,43	73	71
			2722–3070	24,4	2,84	69	
Арктическая-1	71,7	43,6	2500–2570	31,4	2,43	76	77
			2640–2670	31,4	2,42	77	
			2845–2925	31,3	2,45	77	
Адмиралтейская-1	75,65	53,15	1050–2610	38,4	2,4	92	92
Крестовая-1	74,5	50,46	1600–3000	29,1	2,4	70	70
Северо-Кильдинская-82	71,58	37,1	2973–3098	35,2	2,39	84	84
Лудловская-1	74,86	46,78	1305–1710	39,7	1,8	71	71
Мурманская-26	69,9	41,7	2030–2530	30,8	2,2	68	68
Куренцовская-1	70,45	47,2	210–380	36,4	1,6	58	58
Приразломная-1	69,316	54,751	2429–2802	24,7	2,45	60	60

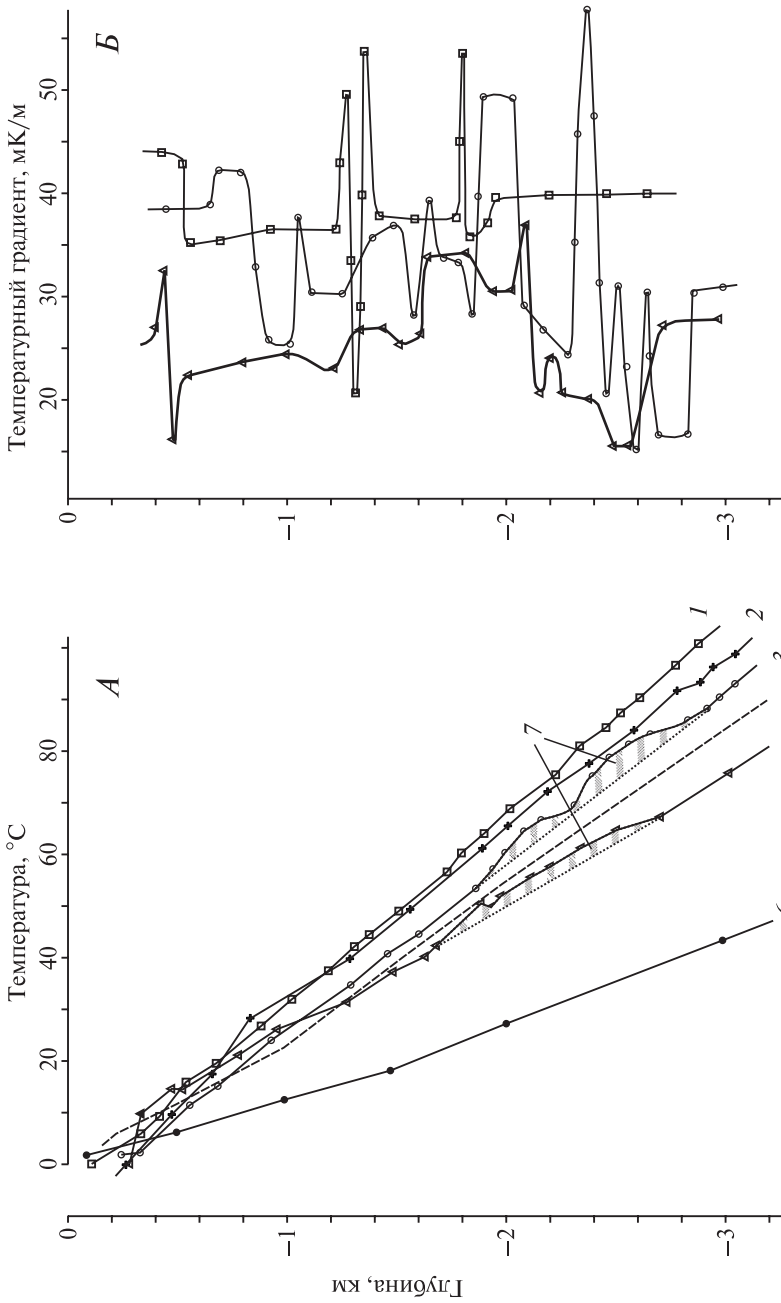


Рис. 3.16. Измерения температуры (*А*) и геотермического градиента (*Б*) в скважинах Баренцевоморского шельфа и в скважине СГ-3

1–6 — скважины: *1* — Адмиралтейская-1; *2* — Северо-Кильдинская-82; *3* — Арктическая-1; *4* — Мурманская-26; *5* — Штокмановская-1; *6* — СГ-3; *7* — зоны аномального изменения глубинных температур

В скв. Песчаноозерская-1/4 (см. рис. 3.15) в южной части региона температуры равны 50 и 70 °С, в скв. Арктическая-1 — 65 и 95 °С и в скв. Адмиралтейская-1 — 70 и 115 °С соответственно. Тепловой поток для соответствующих скважин, расположенных с юга на север составляет ряд 50–77–92 мВт/м^2, характеризуя отмечавшееся нами ранее увеличение теплового потенциала недр от Кольского побережья в северном направлении [Хуторской и др., 2000]. В этом убеждает и сравнение температур по скважинам СГ-3 и Северо-Кильдинская-82 (центральная часть Баренцевской плиты), которые для рассматриваемых глубин 2 и 3 км равны 30 и 45, 75 и 105 °С соответственно. При этом, тепловой поток различается по скважинам более, чем в 1,6 раза: 52 мВт/м^2 для Кольской скважины [Кольская сверхглубокая..., 1984; Catalogue..., 1991; Попов и др., 1999] и 84 мВт/м^2 для Северо-Кильдинской-82 [Левашкевич, 2005].

Среди исследованных термограмм выделяются своей конфигурацией термограммы скважин Адмиралтейская-1 и Северо-Кильдинская-82 (см. рис. 3.16, *А*). На общем, преимущественно выпуклом, фоне кривых отмечаются более мелкие (второго порядка) выпуклые и вогнутые температурные интервалы, что характерно для районов с активной гидродинамической обстановкой, разнонаправленными вертикальными и наклонными восходящими и нисходящими движениями подземных вод в осадочной толще, а возможно, и в фундаменте. Высокие тепловые потоки и характерный вид термограмм свидетельствуют о приуроченности большинства скважин к активным разломным зонам региона.

Анализ имеющихся на сегодняшний день скважинных и зондовых измерений позволяет говорить о тенденции повышения теплового потока в северо-восточном и северо-западном направлениях (рис. 3.17). Так, в зоне сочленения Кольской микроплиты и Балтийского щита среднее значение теплового потока составляет 54 мВт/м^2, а в районах Северо-Баренцевской впадины и Центрально-Баренцевского поднятия — 70 мВт/м^2. Такой тренд теплового потока можно объяснить влиянием тектонических процессов в земной коре Баренцевоморской плиты, омоложение которых происходит в северном направлении. Авторы ранее уже высказывали предположение о связи этого явления с развитием рифтогенеза [Хуторской и др., 2003].

В этой связи, важным этапом доказательства связи теплового потока с процессами новейшего рифтогенеза явились геотермические исследования на севере Свальбардской плиты, пространственно приуроченные к трогам Франц-Виктория и Орла (Стурё) (см. рис. 3.17). Свальбардская континентальная окраина, включающая шельф, континентальный склон и островную сушу архипелага Шпицберген (Свальбард), является северо-западным фрагментом более крупной структурно-тектонической зоны — Баренцевоморской континентальной окраины. Исследование этой области дает интереснейший материал для понимания взаимосвязи тектонических процессов континентальной и океанической литосферы.

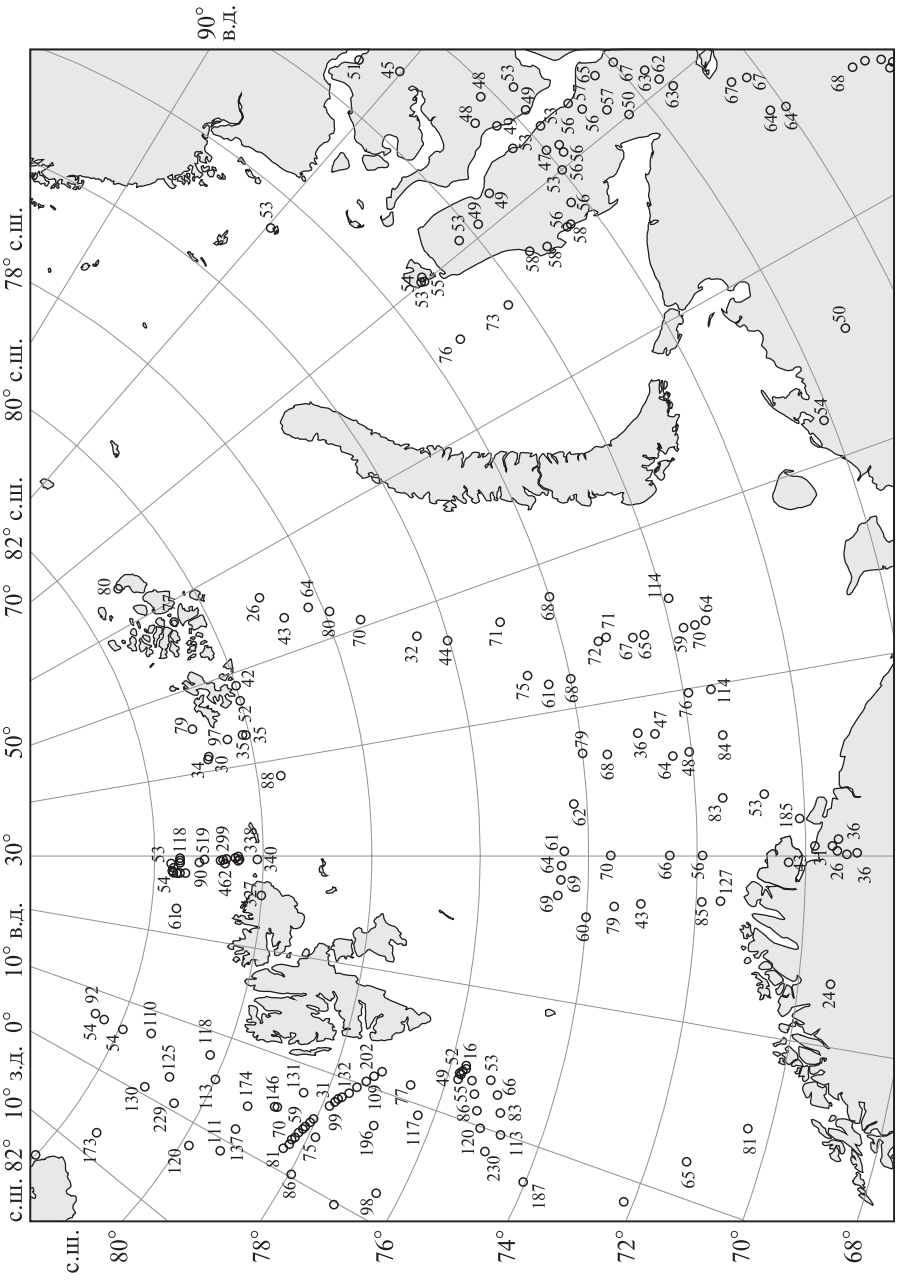


Рис. 3.17. Геотермическая изученность Западно-Арктичесго региона

Именно для изучения особенностей строения и взаимодействия структур на пассивной Свальбардской континентальной окраине было проведено несколько экспедиций на НИС «Академик Николай Страхов». В 2007 г. большой объем геотермических работ был выполнен во время 25-го рейса этого судна на полигонах в троге Франц-Виктория (полигон «ЗФИ») и в троге Орла (Стурё) (полигон «Шпицберген»). Измерения выполнялись геотермическим зондом «ГЕОС-М», конструкция и функциональные возможности которого были описаны выше.

На полигоне «ЗФИ» было выполнено семь измерений теплового потока (табл. 3.7) и температуры в толще воды. В результате измерений температуры водной толщи были обнаружены слой отрицательных температур в интервале глубин 30–80 м и изотермическая зона при глубинах более 370–380 м (рис. 3.18). Таким образом, была определена минимальная глубина (~370 м), при которой возможно измерять тепловой поток. При меньших глубинах сказывалась «неизотермичность» придонной толщи воды. Поэтому для измерения теплового потока при глубинах 370 м и более оказалось ограниченное количество удобных для измерения участков (см. рис. 3.17). На большинстве станций тепловой поток можно было рассчитать только по показаниям температуры самых нижних баз зонда.

Таблица 3.7. Результаты измерений теплового потока на полигоне «ЗФИ» в сентябре 2007 г.

Станция			Глубина, м	Тепловой поток, мВт/м^2
номер	координаты			
	с.ш.	в.д.		
2501	79,577139	38,264475	314	88
2502	80,014452	48,569213	375	42
2503	80,013851	46,968386	402	52
2505	80,415008	43,127278	400	97
2506	80,839892	41,615983	530	30
2507	80,853980	41,574940	550	34
2509	80,122180	43,305030	390	35

На 3D-блок-диаграмме распределения температур в водной толще полигона (см. рис. 3.18) видно существование слоя отрицательных температур воды в интервале 30–100 м. В юго-восточной части полигона проявляется линза относительно повышенных температур воды (до 1,9 °С). Причиной такого температурного режима водной толщи несомненно является привнос более теплой и плотной воды из Атлантики, которая четко стратифицируется с холодной и более легкой арктической водой (см. главу 2).

В целом на полигоне отмечаются фоновые значения теплового потока (см. табл. 3.7). Однако мы наблюдаем два высоких значения (88 и 97 мВт/м^2) по линии северо-восточного простирания, относящейся к проливу Франц-

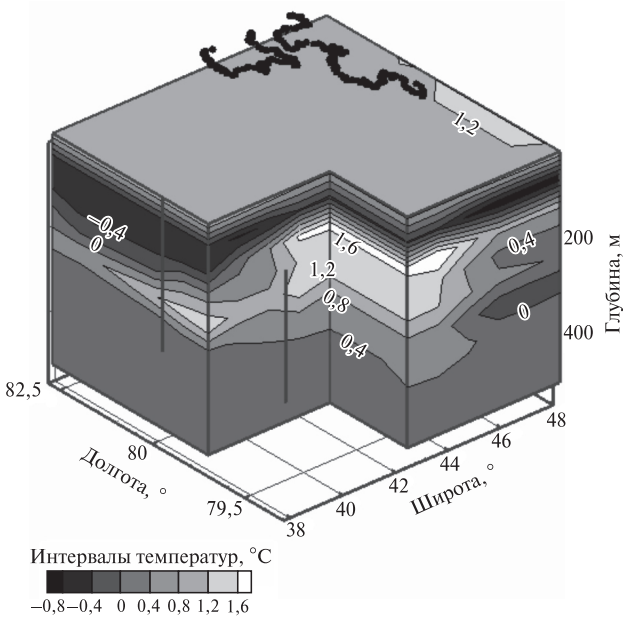


Рис. 3.18. 3D-модель распределения температуры воды на полигоне «ЗФИ»

Виктория, а также пониженные значения теплового потока (30–35 мВт/м²) севернее и южнее этой предполагаемой линии (рис. 3.19).

Подобные вариации теплового потока, где на небольшом пространстве значения изменяются в два раза, характерны для районов развития эвапоритовых бассейнов в условиях деструкции коры. На западе ЗФИ, а именно в Александровском поднятии, вулканиты с абсолютным возрастом 116±5 млн лет четко оконтуриваются магнитной аномалией до 600 нТл [Верба и др., 2004]. Это позволило предложить модель деструкции континентальной коры (break-up) именно в этой части архипелага [Грачев, 2001]. С этапом break-up связан процесс образования соленосных толщ [Боголепов и др., 1991]. Эвапориты повсеместно встречаются в разрезах океанического чехла окраинных периокеанических бассейнов Атлантики [Шеридан, 1978]. Преимущественно на деструктивной континентальной коре образуется система грабенов, выполненных эвапоритовыми осадками. Примеры можно привести по солеродным бассейнам Западно-Африканской пассивной окраины (Канарская котловина) и Северо-Американской (Ньюфаундленд) [Шеридан, 1978; Забанбарк, 2000].

На континентальном склоне ЗФИ в районе депрессий Пролива Британского канала и Кембридж выявлены локальные минимумы гравитационного поля в редукции Фая, которые В.В. Верба ассоциировала с соляными диапирами. Позже это предположение подтвердилось результатами плотностного моделирования [Верба и др., 2004].

Теплопроводность каменной соли очень высока. Она в 3–3,5 раза превышает теплопроводность вмещающих терригенных пород. Такой резкий контраст теплопроводности, а также крутые углы наклона границ раздела сред обусловливают перераспределение глубинного теплового потока.

Эффект перераспределения глубинного потока энергии в условиях структурно-теплофизических неоднородностей может проявляться и на

полигоне «ЗФИ». Станции повышенного теплового потока могли быть измерены над апикальной частью куполов, а станции относительно пониженного — над межкупольными зонами.

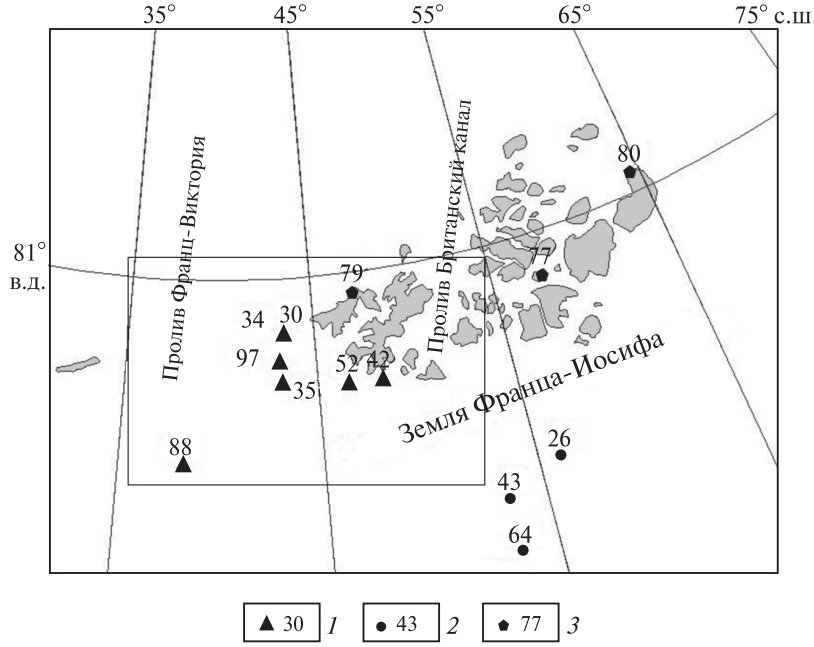


Рис. 3.19. Измерения теплового потока в районе полигона «ЗФИ»

1, *2* — пункты измерения теплового потока, мВт/м^2: *1* — 25-й рейс НИС «Академик Николай Страхов», *2* — по литературным данным; 3 — скважины измерения (с запада на восток): Нагурская (о-в Земля Александры), Хейса (о-в Хейса) и Северная (о-в Грэм-Бэлл)

Эта одна из возможных моделей, объясняющая вариации теплового потока, но для ее подтверждения необходимы результаты детального сейсмического профилирования. Тем не менее, высказанная нами версия о связи особенностей теплового потока с соляной тектоникой на исследованной площади должна рассматриваться как вариант, не лишенный оснований, но пока, до получения дополнительных данных, гипотетический и во всяком случае не единственно возможный. Дело прежде всего в том, что указанный вывод В.В. Верба с соавторами и М.Л. Вербы сделан для другого по своей природе тектонического элемента — осадочного бассейна (получившего название «периокеанический прогиб Брусилова») с аномально низкими (–55 мГал) значениями поля силы тяжести (в редукции в свободном воздухе), вытянутого вдоль бровки континентального склона (т.е. вдоль границы континент–океан) к северу от архипелага ЗФИ. Он относится к системе структур, маркирующих, по мнению названных авторов, пассивную окраину континента, и обладает совокупностью характерных для пассивных окраин признаков, включая типичное для них развитие эвапоритов. Желоб Франц-Виктория ориен-

тирован, как и другие желоба внешней зоны Баренцевоморского шельфа, субмеридионально (т.е. в целом ортогонально) простиранию упомянутого бассейна и континентального склона. Наличие эвапоритов здесь пока не подтверждено.

Что касается аномального поля силы тяжести, то оно, в очевидном контрасте с предполагаемым эвапоритовым бассейном (прогибом Брусилова) в зоне континентального склона, близко к нулевым значениям. В работе [Верба, 2008] подчеркивается, что прогиб Брусилова не имеет аналогов на прилегающих акваториях. Не отвергая на современном уровне изученности идею о соляной природе наблюдаемой тепловой аномалии, все же в рассматриваемых нами структурах, включая и желоб Франц-Виктория, логичнее видеть элементы иной природы — систему молодых структур, образовавшихся в процессе последнего, новейшего этапа деструкции континентальной коры. Повышенный тепловой поток может служить одним из выражений этого, активного ныне или в недалеком геологическом прошлом, процесса.

Объектом изучения на полигоне «Шпицберген» был желоб Орла (Стурё), простирающийся от архипелага Короля Карла на юге до начала континентального склона Котловины Нансена на севере. Название желоба варьирует в разных источниках.

В работе [Лукина, Патык-Кара, 2002] структура носит название «грабен Орла». В то же время она упоминается также под названием «желоб Стурё» по имени расположенного поблизости от него о-ва Стурейа (Storoya) [Мусатов, 2004]. Желоб представляет собой узкую, выраженную в рельефе дна депрессию меридионального простирания. Высота стенок депрессии до 400 м, а дно расположено на глубине 470–520 м и еще более углубляется с выходом к континентальному склону. По простиранию желоб выражен на протяжении почти 200 км при ширине всего 50 км.

Тектоническая природа этой структуры была совершенно не ясна, и в литературе о ней имеются весьма отрывочные данные. Определяющее значение для решения этого вопроса сыграли проведенные в районе желоба геотермические исследования.

Распределение температуры в водной толще полностью аналогично тому, которое описано для полигона «ЗФИ».

В желобе и на его продолжении в пределах континентального склона было выполнено 20 измерений теплового потока (табл. 3.8), принесших, без преувеличения, «сенсационные» результаты. Он составлял от 300 до 520 мВт/м^2, что почти в 10 раз выше уровня фонового теплового потока для Баренцева моря. Идеальная форма записи температуры датчиков в грунте (рис. 3.20) не оставляла сомнений в достоверности полученных результатов. На всех «аномальных» станциях термограммы имеют линейную или близкую к линейной форму. Это свидетельствует о чисто кондуктивной природе измеренного теплового потока. Искривление термограмм, что свидетельствовало бы о конвективной разгрузке глубинного флюида, здесь не наблюдалось.

Имеет ли аномально высокий тепловой поток глубинную природу или это отражение геоморфологических и гидродинамических особенностей придонного слоя? Для проверки достоверности выявленных аномалий мы проанализировали зависимость теплового потока от значения придонной температуры и от глубины моря. Если бы существовала значимая корреляция между тепловым потоком и остальными параметрами, то следовало бы признать влияние экзогенных факторов.

Таблица 3.8. Результаты измерений теплового потока на полигоне «Шпицберген» в сентябре 2007 г.

Станция			Глубина, м	Тепловой поток (среднее), мВт/м^2
номер	координаты			
	с.ш.	в.д.		
2523	80,100733	29,544477	330	340
2525	80,106943	29,561740	330	338
2526	80,529572	29,739578	440	299
2527	80,681730	29,568270	430	484
2529	80,699102	29,137989	530	462
2530	80,742711	29,477182	485	438
2531	80,776166	29,388478	465	407
2535	80,467260	29,438390	410	327
2537	81,662336	27,934611	2330	54
2539	81,169688	29,153179	340	474
2541	81,089714	29,515988	310	519
2543	81,541662	29,658338	1185	118
2544	81,531753	29,350053	1010	122
2545	81,536926	29,059638	1010	107
2547	81,690298	28,948908	2530	53
2548	81,651426	28,332383	2250	77
2549	81,652510	27,831440	2280	69
2550	81,583560	27,798842	1870	89
2551	81,523379	27,798155	1400	90
2552	81,435975	27,830648	770	326

В нашем случае значимая корреляция не установлена ни для аномально высоких значений теплового потока, ни для фоновых его значений (рис. 3.21, *А*, *Б*). Таким образом, доказана глубинная природа измеренного теплового потока, что позволяет использовать его для расчета глубинных температур.

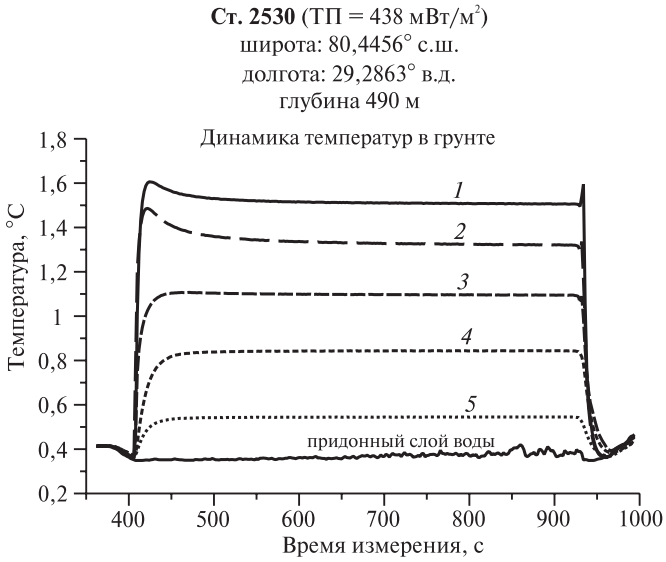


Рис. 3.20. Пример записи температуры датчиков в грунте
Номера температурных датчиков: *1* — самый нижний, *5* — самый верхний

Аномально высокий тепловой поток характерен для всего желоба Орла и для его продолжения на континентальном склоне вплоть до изобаты 1200 м (рис. 3.22). Только при больших глубинах отмечается снижение теплового потока, хотя и на глубине от 1400 до 1870 м измерены повышенные относительно фоновых значения — 89 и 90 мВт/м^2.

Экстраполяция температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине 6,5–7,0 км под дном в желобе могут быть встречены солидусные температуры. Это говорит о проникновении деструкции континентальной коры на всю ее мощность и о внедрении в фундамент (а, возможно, и в нижние слои осадочного чехла) горячего мантийного (?) вещества. Отсутствие признаков конвективной разгрузки глубинного тепломассопотока на дне обусловлено высокой скоростью накопления терригенного и моренного материала, который экранирует проявления зон разгрузки флюидов в придонный слой. Для решения вопроса о степени выноса глубинного материала целесообразно проведение гидрохимического опробования придонных слоев с целью анализа индикаторов мантийного тепломассопереноса (^{3}He/^{4}He и др.).

Морфология трога, а также полученные впервые для этой структуры геотермические данные показывают, что желоб Орла имеет тектоническую природу. Это скорее всего рифт, затрагивающий земную кору на всю ее мощность и находящийся сейчас в активной фазе развития.

Таким образом, в ходе выполненных исследований получен достаточно обширный фактический термометрический материал в регионе по станциям донного зондирования и глубоким скважинам. Общее число новых пунктов определения плотности теплового потока превышает 60.

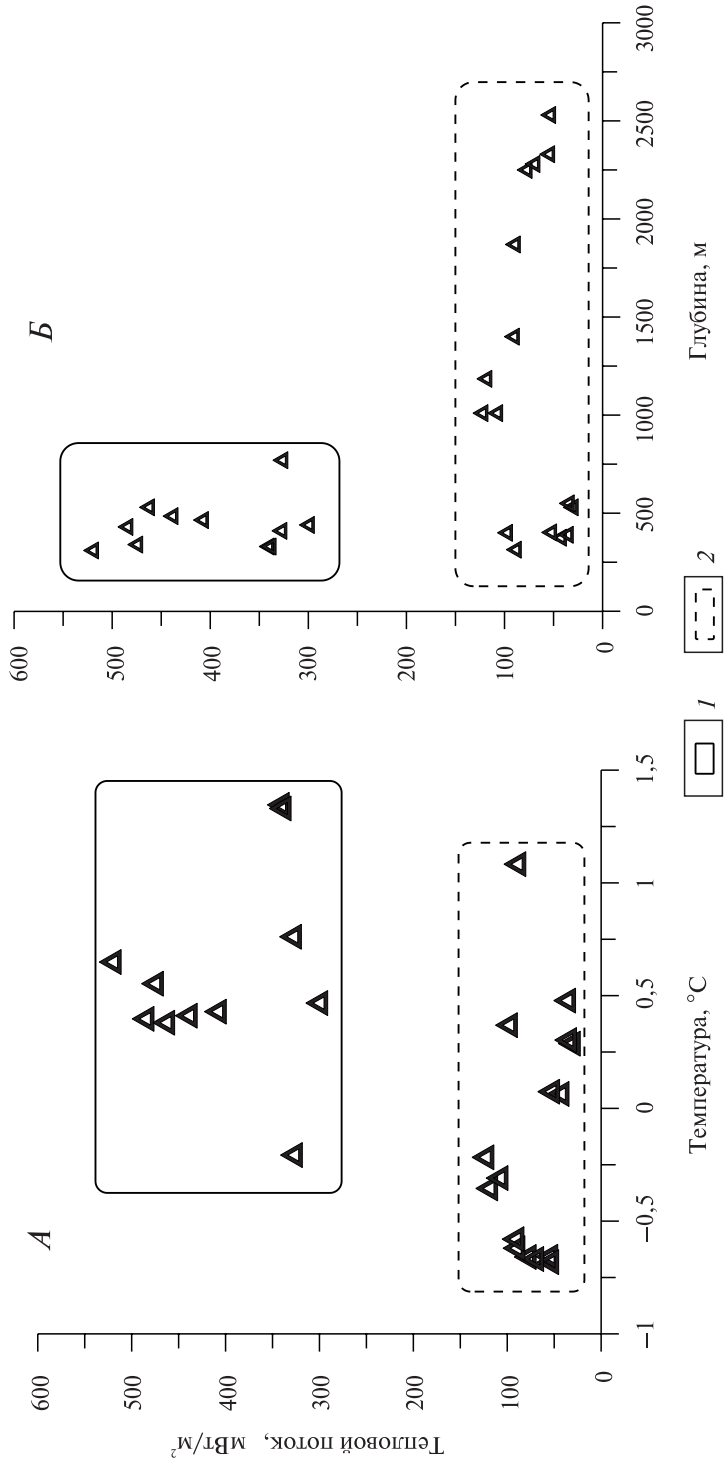


Рис. 3.21. Зависимость теплового потока от придонной температуры (*А*) и от глубины моря (*Б*) для фоновых (*1*) и аномальных (*2*) значений теплового потока

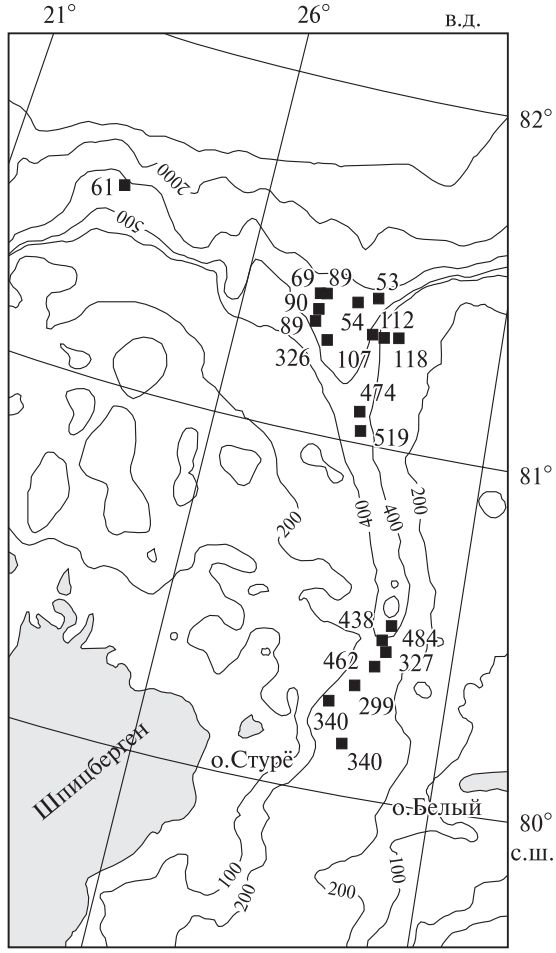


Рис. 3.22. Измерения теплового потока (в мВ/м^2) в троге Орла

3.2. Тепловой поток на островах и акватории Карского моря

Шельф Карского моря входит в состав восточной части Западно-Арктической метаплатформы [Сенин и др., 1988]. В строении чехла прослеживается его связь с Западно-Сибирской плитой. Платформенный чехол сложен в основном терригенными породами фанерозоя, мощность которых изменяется от 1,6 (о-в Свердрупа) до 14 км (Южно-Карская впадина). Верхняя часть разреза чехла сложена песчано-глинистыми отложениями мела, суммарная мощность которых в депрессионной области более 3 км. Все определения теплового потока выполнены в этих отложениях за ис-

ключением скв. Свердрупа-1, где они выполнены также по разрезу вскрытой части складчатого фундамента.

Значения теплового потока вычислялись на основе раздельного определения геотермического градиента и теплопроводности для одного и того же интервала глубин [Цыбуля и др., 1994]. Геотермический градиент определялся по данным термокаротажа, выполненного промысловыми геофизиками производственных организаций. Для этого в средней и нижней частях скважин выбирались наиболее представительные интервалы, характеризующиеся максимальной равновесностью температур. Степень «равновесности» оценивалась на основе сравнения с повторным термокаротажем. В скважинах с малой выстойкой (Свердрупа-1, Белоостровская-4) градиент температуры и плотность теплового потока вычислялись по температурам, измеренным при длительной остановке термометра в процессе каротажа на определенных глубинах, в том числе, на забое скважин. Температура на подошве слоя вечной мерзлоты или в подстилающих отложениях устанавливалась по данным термокаротажа в выстоявшихся скважинах в процессе определения мощности мерзлых пород или на начальной стадии бурения конкретной скважины. Экспериментальные данные показали, что градиенты температуры, установленные на основе такой методики, совпадают с градиентами, вычисленными для соответствующего интервала по термограммам с установившимся (равновесным) тепловым режимом [Цыбуля и др., 1994]. Следовательно, ошибка в определении теплового потока обусловливается в большей степени недостаточной изученностью теплопроводности разреза, мощность которого между конечными точками интервала исследований в отдельных случаях может составлять несколько километров. Аналогичный способ оценки теплового потока по температурам нейтрального слоя и забойной температуре практикуется на континентах, где детально изучена структура гелиотермозоны [Гордиенко и др., 1982; Тепловое поле..., 1987].

Результаты расчета теплового потока и исходные данные для его получения приведены в табл. 3.9. В графе «теплопроводность» даны поинтервальные средневзвешенные значения параметра с учетом влагонасыщения терригенных пород разреза скважин. Авторы данных [Цыбуля и др., 1994] оценивают относительную погрешность определения теплового потока в 10%.

Приведенные данные вместе с полученными ранее [Тепловое поле..., 1987] не позволяют дать развернутую интерпретацию теплового режима такой обширной территории. Тем не менее, можно провести некоторое районирование теплового потока.

Относительно повышенные тепловые потоки наблюдаются на западном побережье Ямала и в Южно-Карской впадине (выше 70 мВт/м^2) (рис. 3.23). Эти точки приурочены к газовым и газоконденсатным месторождениям: Харасавейскому, Бованенковскому и Крузенштерновскому — на западном побережье Ямала, а также к Ленинградскому и Русановскому — на Карском шельфе. Очевидна связь локализации месторождений углеводородов и повышенных тепловых потоков. Однако мы более подробно эту зависимость будем обсуждать ниже.

Таблица 3.9. Результаты определения теплового потока в скважинах на акватории и на островах Карского моря

Скважина			Интервал глубин, м	Геотермический градиент, мК/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, мВт/м^2	
название	координаты						
	с.ш.	в.д.				по интервалу	среднее
Ленинградская-1	72,3	65,67	1950–2095 2100–2250 2250–2350	36,0 33,3 40,0	2,03 2,10 1,95	73 70 78	73
Русановская-2	73,38	65,62	1700–2050 2120–2300	35,7 36,1	2,10 2,11	75 76	76
Белоостровская-1	73,27	70,28	1455–2485 2495–2980 3005–3440	27,5 30,5 29,9	1,93 1,84 1,80	53 56 54	54
Белоостровская-3	73,32	70,13	1617–2241	28,8	1,85	53	53
Белоостровская-4	73,28	70,1	340–3293	30,5	1,80	55	55
Свердрупа-1	74,55	79,33	450–2264	29,4	1,79	53	53

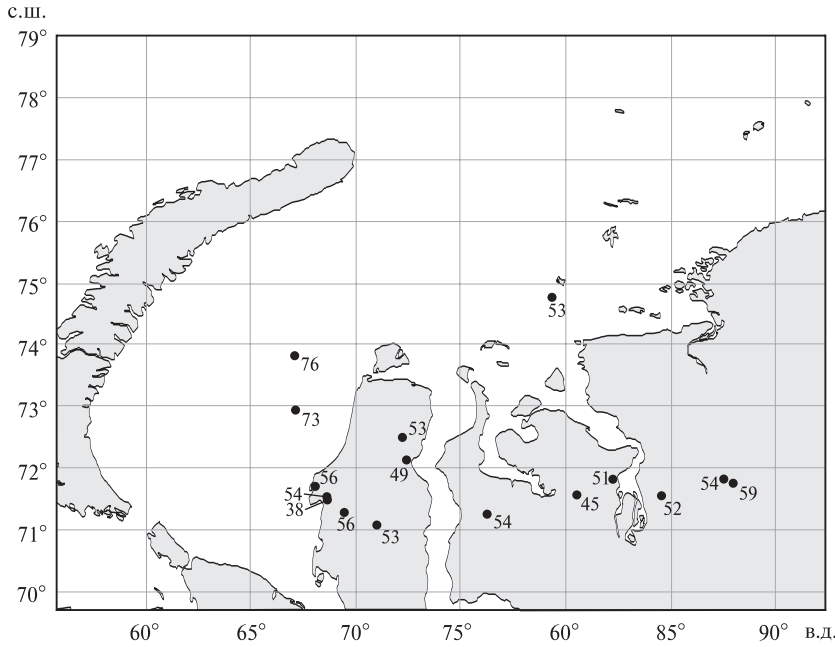


Рис. 3.23. Карта расположения точек измерения теплового потока (в мВт/м^2) в Карском море и его обрамлении

Более низкий тепловой поток характерен для Ямало-Гыданской синеклизы (о-в Белый) и северо-западных склонов Таймыра (о-ва Свердрупа) и сопредельных континентальных участков п-ова Таймыр [Тепловое поле..., 1987]. Таким образом, выявляется связь величины теплового потока с возрастом коры. По мере удревнения коры в восточном направлении, в сторону Сибирской платформы, снижается и тепловой поток.

3.3. Тепловой поток в абиссальных котловинах и на поднятиях Северного Ледовитого океана

Абиссальные котловины Северного Ледовитого океана включают блоки разнотипной коры: субконтинентальной, субокеанической и океанической [Пущаровский, 2004]. В пределах Северного Ледовитого океана существует субконтинентальная кора с утоненным гранитно-метаморфическим слоем. Она приурочена к поднятиям Менделеева и Альфа, а также к хребту Ломоносова.

Поднятие Менделеева имеет нелинейное простирание, что объясняется прихотливостью контуров ограничивающих его глубоководных впадин. Длина

поднятия почти 2000 км, а ширина меняется от 300 до 900 км. На поднятии Менделеева нет следов ни современной, ни утратившей в прошлом своих черт рифтовой долины, отсутствуют островершинные поднятия, ассоциируемые с вулканами. При измерении углов наклона дна в 70% случаев на площади поднятия получались углы до 2°, в то время как на хребте Гаккеля, например, углы наклона до 2° составляют всего 15%. Типичным для поднятия является широкое развитие глыбово-блоковых структур: вдоль хребта и поперек его обнаруживаются крупные ступени обрушения. Одна из таких ступеней — ущелье Сотрудничества, отделяющее поднятие Менделеева от хребта Альфа (рис. 3.24, см. цв. вкл.). В структурно-тектоническом отношении поднятие Менделеева является единой целостной структурой. Оно рассматривается как горсто-глыбовая морфоструктура, своеобразный реликт погруженной части некогда огромной Канадско-Гренландской литосферной плиты [Любимова и др., 1976]. Толщина коры под поднятием оценивается величиной 30–35 км.

Гравитационное поле поднятия имеет черты, характерные для платформенных областей. Перепады значений силы тяжести можно объяснить изменениями мощности осадочного чехла и состава пород фундамента.

Во время зимовок на дрейфующих станциях канадскими, американскими и советскими исследователями был измерен тепловой поток с помощью погружных зондов [Lachenbruch, Marshall, 1966; Taylor et al., 1986; Любимова и др., 1976] (см. рис. 3.22). Тепловой поток на поднятии Менделеева изменяется в пределах 40–65 мВт/м^2 (табл. 3.10), т.е. полностью соответствует фоновым значениям для абиссальных котловин и пассивных континентальных окраин Атлантики, не испытавших новейшую тектоническую активизацию.

В отличие от поднятия Менделеева хребет Ломоносова имеет четко выраженный линейный характер. Длина его того же порядка, но ширина существенно меньше — 60–200 км (в части, прилегающей к Канаде, ширина достигает 400–500 км). Вершина хребта плоская, поперечный профиль сундучный. Строение хребта Ломоносова асимметрично. Его склон, обращенный к котловине Амундсена, представляет собой огромный, в общем прямолинейный, уступ высотой около 3 км, что отчетливо видно на батиметрических картах по сгущению изобат. Этот уступ осложнен ступенями сбросового происхождения. Склон, обращенный в сторону котловин Макарова и Подводников, наоборот, характеризуется расплывчатыми очертаниями. Здесь происходит плавная смена субконтинентального типа коры самого хребта субокеаническим, свойственным упомянутым котловинам.

На хребте Ломоносова методом ГСЗ выявлены значительные мощности осадочных отложений. В сводовой части хребта обнаружено двухъярусное строение осадочных комплексов [Деменицкая, Киселев, 1968]. Лежащая выше структура образована породами со скоростями сейсмических волн 1,8–2,0 км/с и имеет мощность 0,1–1,6 км. Подстилающий ее слой со скоростями 3,5–4,6 км/с прослеживается до глубины 2,8–3,0 км. На отдельных участках хребта отмечается угловое несогласие между этими структурными этажами. По мнению вышеназванных авторов, это свидетельствует о том, что в недалеком геологическом прошлом хребет Ломоносова находился выше уровня моря.

Таблица 3.10. Результаты геотермических исследований в глубоководной части Северного Ледовитого океана

Станция			Глубина, м	Геотермический градиент, мК/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, мВт/м^2
номер	координаты					
	с.ш.	в.д.				
Хребет Ломоносова						
C1	85,89	158,44	–960	62	0,84	52
C2	86,36	158,27	–1930	63	0,84	53
C3	86,50	155,66	–1300	51	0,96	49
C4	86,54	154,30	–1260	72	0,88	63
C5	86,60	152,66	–1320	94	0,88	86
C6	86,59	153,41	–1250	68	1,00	70
C7	86,57	154,13	–1230	71	1,00	71
C8	86,60	153,98	–1200	68	0,96	65
C9	86,65	153,61	–1270	106	0,75	84
C10	86,53	155,52	–1300	66	0,80	53
C11	86,00	154,92	–1850	110	0,80	88
C16	88,85	156,12	–2600	58	1,05	61
C17	88,85	155,95	–2700	52	1,13	59
C30	83,00	158,00	–2460	60	0,84	50
C32	81,38	149,28	–2500	60	0,84	50
Котловина Макарова						
C12	86,03	160,81	–3940	68	0,80	54
C13	86,00	161,56	–3820	70	0,75	53
C14	86,46	162,42	–3990	69	0,80	55
C15	87,79	154,82	–3990	77	0,84	64
C33	84,35	197,68	–3480	62	1,00	62

Таблица 3.10. Окончание

Станция			Глубина, м	Геотермический градиент, мК/м	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Тепловой поток, мВт/м^2
номер	координаты					
	с.ш.	в.д.				
С34	84,79	164,83	–3545	61	0,92	56
Котловина Амундсена						
С18	89,22	146,11	–4230	82	0,80	65
С19	89,62	144,82	–4290	84	0,80	67
Поднятие Менделеева						
С27	81,58	168,00	–2820	71	0,84	59
С28	81,17	173,00	–1805	64	0,88	57
ПМ-1	84,58	152,83	–2300	42	1,00	42
ПМ-2	85,59	131,00	–1560	37	1,00	38
ПМ-3	85,23	154,36	–1900	40	0,96	39
С29	80,17	174,50	–2670	69	0,96	67
С31	81,83	167,00	–2825	62	0,96	60
С35	86,05	244,67	–1210	71	0,92	65
Хребет Гаккеля						
С20	83,23	118,70	–3525	120	0,88	106
С21	83,24	118,26	–3480	120	0,88	106
С22	83,24	117,95	–3625	40	1,00	40
С23	83,24	117,72	–3840	70	0,96	67
С24	83,25	116,66	–4020	140	0,88	117
С25	83,26	116,39	–4250	150	0,80	120
С26	83,26	116,24	–4325	170	0,84	142

Погружение его могло происходить в результате растяжения и утонения земной коры на окраине Евразии вследствие разрастания океанического дна относительно хребта Гаккеля [Грачев, Карасик, 1974]. По-видимому, участок континентальной коры, который в настоящее время образует хребет Ломоносова, до начала раздвижения плит находился в прямом контакте с окраиной Евразийского материка. Об этом, в частности, говорит факт совпадения контуров изобат южной части хребта Ломоносова и континентального склона Баренцева и Карского морей.

По расчетам А.М. Карасика и В.Г. Щелованова [Карасик и др., 1971], среднее расхождение контуров изобат 1000 м составляет 8,5 км при общей ширине Евразийского бассейна СЛО 700 км. По мере разрастания спрединговой зоны хребет Ломоносова был отодвинут, земная кора котловины Амундсена подверглась утонению и произошло постепенное погружение хребта по мере его удаления от оси спрединга[3]. Толщина коры под хребтом Ломоносова составляет 15–18 км и имеет в своей структуре редуцированный гранитно-метаморфический слой. Таким образом, кора этого хребта имеет субконтинентальный облик. Хребет Ломоносова асейсмичен, проявлений вулканизма нет, тепловой поток в среднем выше, чем на поднятии Менделеева, но максимально измеренные здесь значения (84–88 мВт/м^2) незначительно превышают региональный фон (см. табл. 3.10).

Типичная субокеаническая кора слагает котловины, примыкающие к Канадскому Арктическому архипелагу, Ломоносовской приполярной зоне, а также котловины Евразийского бассейна СЛО: Амундсена и Нансена. Здесь на океанической коре залегают мощные (несколько километров) осадочные (обычно терригенные, но иногда туфогенно-осадочные) отложения. Во всех этих котловинах измерены фоновые значения теплового потока (55–65 мВт/м^2), что может свидетельствовать об одновозрастности котловин и обрамляющих хребтов. Зависимость теплового потока от возраста второго слоя океанической коры, контролируемого идентифицированными магнитными аномалиями, установить не удалось из-за слабой геотермической изученности вкрест хребта Гаккеля.

Совершенно иной характер теплового потока наблюдается на хребте Гаккеля, спрединговом хребте Северного Ледовитого океана. Здесь он аномально высокий (более 100 мВт/м^2), несмотря на медленную скорость спрединга [Грачев, Карасик, 1974]. Магнитное поле вокруг хребта Гаккеля, по данным аэромагнитной съемки, резко отличается от полей окружающих акваторий относительно узким диапазоном изменения амплитуд, устойчивостью длин волн аномалий на большом протяжении. Поле имеет характерную для срединных хребтов полосчатую линейную структуру, что, по мнению А.М. Карасика [1974], доказывает, хотя и медленный (0,5–0,2 см/год), но спрединг океанической коры, и дает основание для возрастной идентификации линейных магнитных аномалий.

---

[3] Подобная модель, основанная на независимом анализе теплового потока в зонах деструкции коры на северной окраине Свальбардской плиты, будет описана нами ниже.

Глава 4
Моделирование глубинных температур в литосфере Арктического региона вдоль геотраверсов

Широкие возможности для применения новых технологий изучения геологического строения недр и прогноза нефтегазоносности в пределах осадочных бассейнов предоставляют данные вдоль длинных разрезов — геотраверсов, построенных с помощью материалов профилирования МОВ–ОГТ, которое выполнялось в арктических морях силами геофизических экспедиций на протяжении последних 30–35 лет.

Авторы провели геотермическое моделирование вдоль сети геотраверсов в морях Баренцевом, Карском и Лаптевых, а также в котловинах Подводников СЛО с целью определения глубинных температур в земной коре, для оценки глубины залегания температурных интервалов, отвечающих различной степени катагенетической преобразованности органического вещества (ОВ), а также для исследования характерных проявлений геотемпературного поля, контролирующих локализацию известных месторождений газа и газоконденсата. Выявленные закономерности в характере поведения теплового поля на месторождениях углеводородов мы использовали для прогнозирования нефтегазоносности неразбуренных участков Арктического шельфа, каковым, например, является акватория Моря Лаптевых.

Важной особенностью численного моделирования геотермического поля является переход к трехмерным моделям, которые априорно для арктических осадочных бассейнов являются наиболее приемлемыми. На основе таких моделей могут быть построены произвольно ориентированные плоскости-срезы, наилучшим образом подчеркивающие особенности температурного распределения. Фактически, такая методика давно известна под термином «томография».

Томографический метод в геофизике развивается в наше время не менее активно, чем в медицине, астрономии или технике. Термин «томография» стал применяться в науках о Земле лишь 25–30 лет назад, хотя эта методика под названием «изучение глубинного строения Земли», используется уже 100 лет.

Преимущество томографической модели заключается в построении объемных, трехмерных изображений объектов, в возможности их рассмотреть «со всех сторон». Для томографии не имеет значения, какую структуру или какое геофизическое поле отображается, и это обусловило появление нескольких видов геофизической томографии: сейсмическая томография в различных вариантах обработки сейсмических волн, гравитационная, электромагнитная и т.д. Успехи применения сейсмотомографии [Dziewonski, 1984; Dziewonski, Anderson, 1984; Seismic tomography..., 1993], ярко продемонстрировавшей наличие глубинных неоднородностей, естественно стимулировали разработку подобного подхода и для других полей [Тараканов, 1997; Спичак, 1999], в которых также можно видеть объемные неоднородные объекты, или как сейчас многие полагают, нелинейные геологические структуры [Пущаровский, 1993; Николаев, 1997].

Мы обосновали и привели результаты томографического моделирования геотермического поля, т.е. разработали так называемый метод *термической томографии*.

Метод заключается в нахождении глубинных температур и плотности теплового потока на различных глубинах в координатах *XYZ*. Для реальных геологических объектов подразумевается построение температурного распределения в зависимости от широты, долготы и глубины. Таким образом, трехмерная термотомографическая модель отличается от температурного разреза тем, что позволяет «заглянуть» за линию профиля, что особенно важно при работе с изометричными или мозаичными структурами. С помощью соответствующего программного обеспечения легко можно или создать карты-срезы температур (тепловых потоков) на определенных глубинах, или показать конфигурацию изотермических поверхностей, или построить геотермический профиль по любому сечению.

Практическое значение термотомографической методики заключается в нахождении температурных границ, контролирующих тот или иной процесс генерации или трансформации вещества.

Например, для прогнозирования нефтегазоносности с помощью термотомографии оценивается глубина нахождения температурного интервала катагенеза органического вещества; с помощью той же методики можно найти глубину температурных интервалов, контролирующих метаморфические фации, гидротермальное рудообразование, а также глубину изотермы Кюри в конкретном регионе. Таким образом, термотомография представляет собой новый инструмент для визуализации фактических геотермических данных и для более достоверной их интерпретации с целью получения новых знаний о глубинном строении литосферы и об ее эволюции.

4.1. Радиогенная теплогенерация в донных осадках Западно-Арктической зоны

Как известно, часть теплового потока, излучаемого из недр Земли, генерируется в земной коре за счет спонтанного радиоактивного распада долгоживущих изотопов. Величина этой тепловой энергии может быть определена эмпирически, исходя из концентраций радиоактивных изотопов, энергии выделяющейся при распаде и плотности содержащей их горной породы [Birch et al., 1968]. По своему энергетическому потенциалу наиболее значимыми для генерации тепла являются долгоживущие изотопы ^{238}U, ^{232}Th, ^{40}K.

Мы количественно проанализировали радиогенную теплогенерацию в Западно-Арктическом регионе на некоторых структурах Баренцева моря и Норвежско-Гренландского бассейна, где проводились полигонные исследования в 24-м–28-м рейсах НИС «Академик Николай Страхов» (2006–2011 гг.). Аналитическое определение концентраций U, Th, K проводилось в донных отложениях, поднятых грунтовыми трубами в районе трога Орла и трога Франц-Виктория в северной части Баренцева моря, между архипелагами Шпицберген и ЗФИ, в районе свода Федынского в южной части Баренцева моря, в северной части хребта Книповича и в разломной зоне Моллой Атлантического океана. Примерно в тех же точках проводились измерения температур в донных грунтах термозондом «ГЕОС-М» и измерения коэффициентов теплопроводности осадков.

Из поднятого грунтовой трубой керна были выделены образцы, представленные преимущественно илами и глинистым материалом, которые были высушены в лаборатории. Затем из них были изготовлены порошковые пробы (навеска 10 г), прессованные под давлением в виде дисков. Анализ порошковых проб был выполнен рентгеноспектральным флуоресцентным методом на рентгеновском вакуумном спектрометре в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН.

Из полученных в результате анализа валовых концентраций U, Th, K были вычислены концентрации основных теплогенерирующих изотопов ^{238}U, ^{232}Th и ^{40}K, исходя из предположения, что изотопы распространены в природе следующим образом: ^{238}U — 99,27% от общего U, ^{232}Th — 100%, ^{40}K — 0,0117% от общего K [Jaupart , Mareschal, 2004].

На основе вычисленных концентраций ^{238}U, ^{232}Th, ^{40}K (гистограммы распределений концентраций ^{238}U, ^{232}Th и ^{40}K, минимальные и максимальные значения, средние значения и стандартные отклонения (рис. 4.1), а также плотности вмещающей породы была рассчитана поверхностная радиогенная теплогенерация ($A_{пов}$).

$$A_{пов}\ (мкВт/м^3) = \rho(a\mathrm{U} + b\mathrm{Th} + c\mathrm{K}),$$

где ρ — плотность породы, кг/м^3 (для океанических глин принималась плотность 1800 кг/м^3); a, b, c — теплогенерация изотопа на единицу массы ($a = 9{,}17\cdot10^{-5}$; $b = 2{,}56\cdot10^{-5}$; $c = 2{,}97\cdot10^{-5}$, Вт/кг) [Jaupart, Mareschal, 2004].

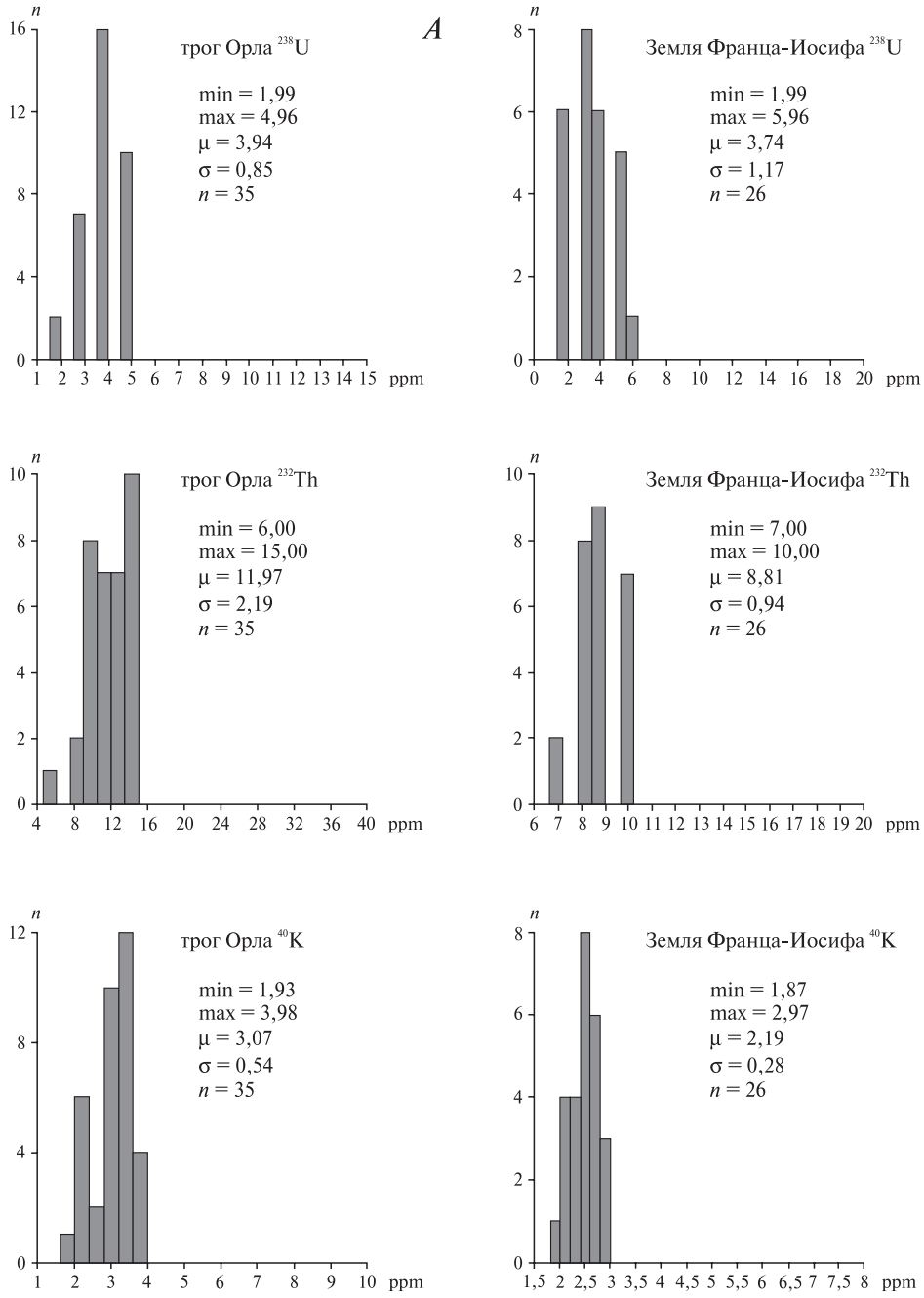


Рис. 4.1. Гистограммы распределений концентраций изотопов ^{238}U, ^{232}Th и ^{40}K: минимальные (min) и максимальные (max) значения, средние значения (μ), стандартные отклонения (σ) и количество анализируемых проб (*n*) для некоторых районов Западно-Арктического региона

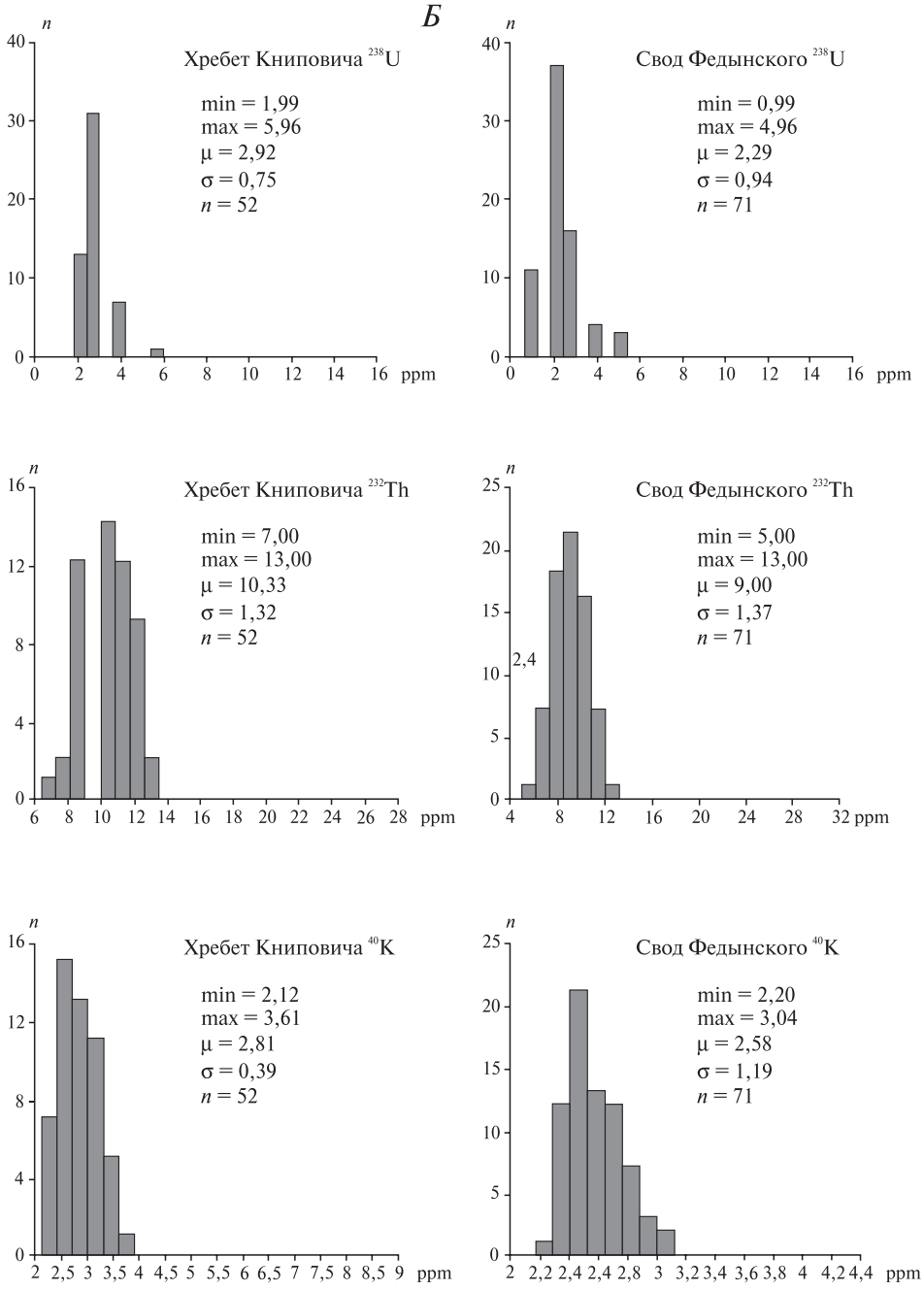


Рис. 4.1. Окончание

А — трог Орла и Земля Франца-Иосифа; *Б* — районы хребта Книповича и свода Федынского

На рис. 4.2 показаны гистограммы распределений поверхностной радиогенной теплогенерации для каждого исследуемого района.

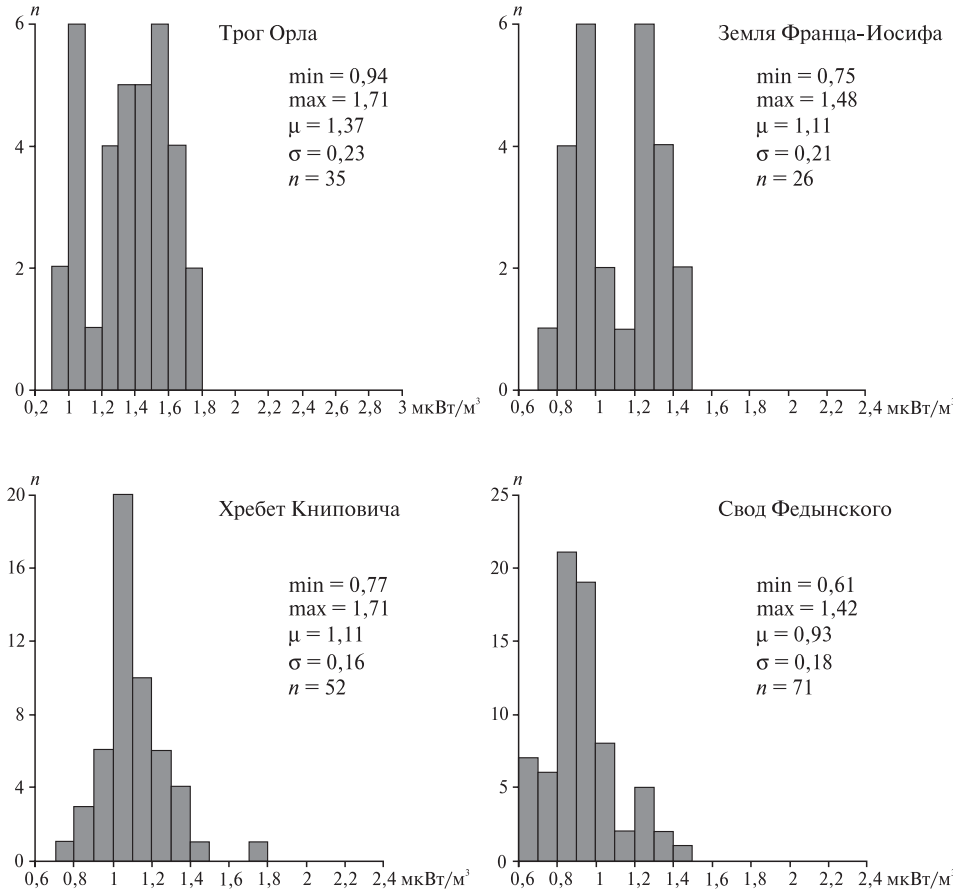


Рис. 4.2. Гистограммы распределений поверхностной радиогенной теплогенерации: минимальные (min) и максимальные (max) значения, средние значения (μ), стандартные отклонения (σ) и количество определений (*n*) для исследуемых районов

Таким образом, для исследуемых районов были получены следующие средние значения теплогенерации: свод Федынского — 0,93 мкВт/м^3; северная часть хребта Книповича и трог Франц-Виктория — 1,11 мкВт/м^3, район трога Орла — 1,37 мкВт/м^3.

Ниже приводятся подробные описания полученных данных по каждому району в отдельности.

В районе трога Орла на девяти станциях был выполнен отбор образцов донных грунтов (рис. 4.3, см. цв. вкл.). В результате анализа было получено 35 определений концентраций U, Th, K (табл. 4.1, см. цв. вкл.). Район трога Орла характеризуется самым высоким средним значением радиогенной теплогенерации — 1,37 мкВт/м^3.

В троге Франц-Виктория и вокруг ЗФИ было выполнено восемь станций отбора образцов донных грунтов (рис. 4.4, см. цв. вкл.). В результате анализа получено 26 определений концентраций U, Th, K (табл. 4.2, см. цв. вкл.). Среднее значение радиогенной теплогенерации здесь составляет 1,11 мкВт/м^3.

В северной части хребта Книповича и в разломной зоне Моллой было выполнено восемь станций отбора образцов донных грунтов (рис. 4.5, см. цв. вкл.). Было получено 52 определения концентраций U, Th, K (табл. 4.3, см. цв. вкл.). Район характеризуется средним значением радиогенной теплогенерации — 1,11 мкВт/м^3.

В районе свода Федынского было выполнено 32 станции отбора образцов донных грунтов (рис. 4.6, см. цв. вкл.). Получено 71 определение концентраций U, Th, K (табл. 4.4, см. цв. вкл.). Район свода Федынского характеризуется самым низким значением радиогенной теплогенерации — 0,93 мкВт/м^3.

Полученные значения теплогенерации характерны для осадочных глинистых пород. В работе [Vila et al., 2010] приводится компиляция 2188 концентраций U, Th и K, выполненная на основе 102 опубликованных ранее исследований. На основе этой компиляции авторами была определена средняя радиогенная теплогенерация для рассмотренных в исследованиях типов горных пород. Для общей группы осадочных пород указано среднее значение теплогенерации — 1,10 мкВт/м^3, в частности, для глинистых пород — 1,39 мкВт/м^3.

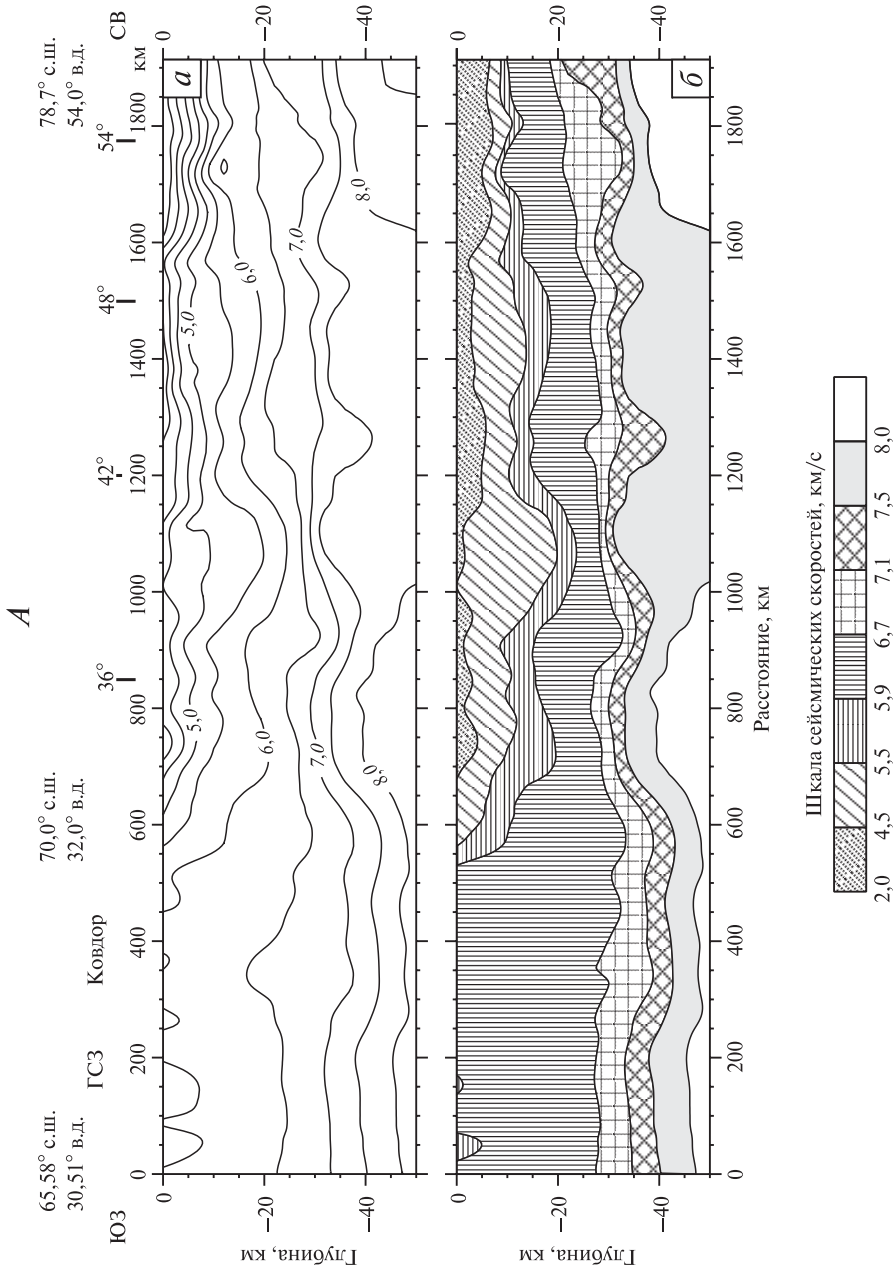
В работе [Bücker et al., 2001] приведено среднее значение радиогенной теплогенерации — 1,0 мкВт/м^3 для глинистых пород, поднятых из скв. Cape Roberts (CRP-3) глубиной 939,42 м в море Росса (бассейн Земли Виктории, Антарктида), пробуренной на глубине моря 297 м.

Таким образом, проведенное определение радиогенной теплогенерации в донных осадках позволило нам корректно оценить ту часть теплового потока, которую нужно задавать на нижних границах моделируемых объектов. Как правило, эта граница находилась в верхней части фундамента осадочного бассейна.

4.2. Методика термотомографического моделирования

Для оценки температур на глубинах, не достигнутых бурением, а также глубины нахождения характерных температурных границ в литосфере нами была разработана методика численного моделирования.

На рис. 4.7 показаны примеры выделения сейсмогеологических комплексов, имеющих специфические граничные скорости. При расчете температурной структуры разреза используются значения теплофизических свойств коры, адекватные установленным граничным скоростям [Horai, 1982; Rybach, Buntebarth, 1982, 1984; Hosney, 2000].


А
а
б
ЮЗ
СВ
65,58° с.ш.
30,51° в.д.
ГСЗ
Ковдор
70,0° с.ш.
32,0° в.д.
36°
42°
48°
54°
78,7° с.ш.
54,0° в.д.
км
Глубина, км
Расстояние, км
Шкала сейсмических скоростей, км/с
2,0
4,5
5,5
5,9
6,7
7,1
7,5
8,0

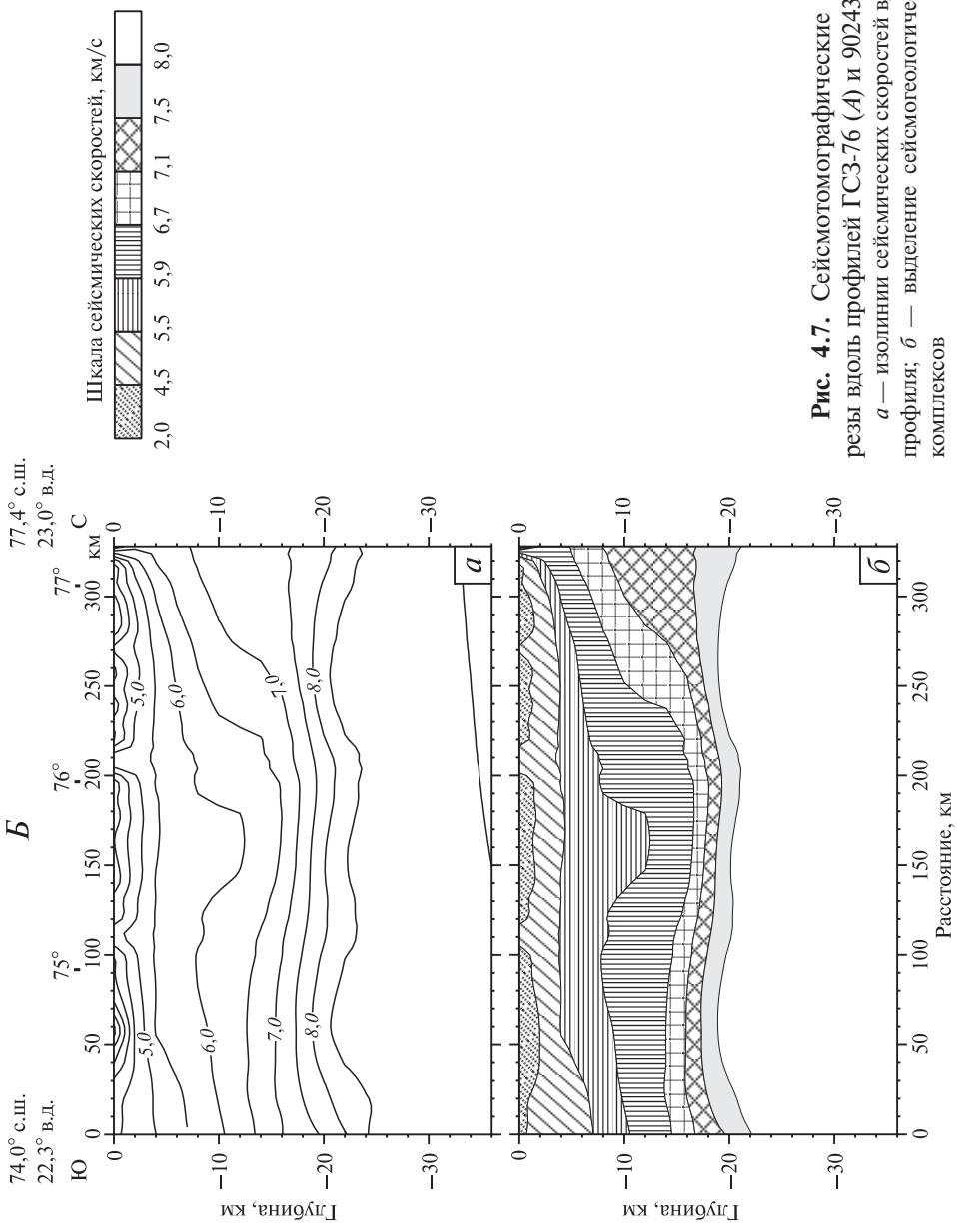


Рис. 4.7. Сейсмотомографические разрезы вдоль профилей ГСЗ-76 (*А*) и 90243 (*Б*)

а — изолинии сейсмических скоростей вдоль профиля; *б* — выделение сейсмогеологических комплексов

В качестве краевых условий на нижней границе области моделирования могут быть использованы температуры на забое глубоких скважин (краевые условия первого рода) или значения теплового потока, измеренного также в наиболее глубоких скважинах (краевые условия второго рода). На верхней границе области моделирования, как правило, совпадающей с поверхностью Земли (точнее, с уровнем «нейтрального слоя»), обычно задается среднегодовая температура поверхности. На боковых границах соблюдается условие отсутствия горизонтального оттока тепла, т.е. $\partial T/\partial x = 0$. В случае термотомографического моделирования в океанской литосфере на нижней границе области всегда задается краевое условие второго рода.

Вдоль каждого из профилей выполняется расчет глубинных температур с помощью программного пакета «TERMGRAF», разработанного нами [Хуторской, 1996б].

Для решения задачи о распределении температур в разрезе используется численный метод конечных элементов с квадратичной аппроксимацией функции температуры между узлами прямоугольной сетки. В программе предусматривается сетка 41×41 узел (т.е. решается двумерная задача), линейные размеры узла по осям X и Z можно изменять по требованию оператора. Внутри области моделирования задается конфигурация контрастных сред и их теплофизические свойства: температуропроводность a (в м^2/с), теплопроводность k (в Вт/(м·К)) и нормированная плотность тепловых источников

$$Fi = A/(c\cdot\rho) \text{ (в К/с)},$$

где c — теплоемкость слоя литосферы, ρ — его плотность.

В расчетной части комплекса задаются линейные размеры области моделирования (Lx и Lz) (в км), которые определяют линейные размеры узла ($Lx/41$ и $Lz/41$), а также временной интервал дискретизации решения (в млн лет). Временной шаг итерационного процесса выбирается программой и рассчитывается как

$$\tau = 10^{-7}\cdot(Z^2/4a),$$

где Z — толщина области моделирования.

В результате численного решения уравнения теплопроводности:

$$(k_x \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + k_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}) + A(x,\ z) = c\rho \frac{\partial T}{\partial \tau}, \qquad (1)$$

где k, c, ρ — соответственно: теплопроводность, теплоемкость и плотность слоев литосферы, $A(x,\ z)$ — плотность источников тепла в слое, τ — время, мы получаем распределение температур и тепловых потоков $q(z)$ и $q(x)$ для принятой теплофизической среды в конечный момент временнóго этапа дискретизации.

Полученный файл результатов переименовывается в файл начальных температур и на следующем этапе начинается расчет с конечного момента предыдущего этапа.

Эту процедуру можно сравнить с последовательным фотографированием движущегося поезда наблюдателем на платформе. На каждом кадре положение состава меняется, но можно зафиксировать его состояние в любой прошедший момент. Возможность дискретизации решения удобна, если есть необходимость изменить теплофизическую среду в связи со структурно-вещественными перестройками геологического разреза, задать распределение новых источников и стоков тепла, а также просмотреть результаты расчета палеотемпературного поля. Если в модели требуется задать тепломассоперенос, то его можно имитировать установкой граничных температур и/или адиабатического градиента в интервале глубин, на которые распространяется адвекция.

Для каждого профиля при моделировании задается краевая температура на верхней границе в соответствии с метеорологическими данными, и тепловой поток — на нижней границе ($q_{гр}$), соответствующий измеренному в ближайших скважинах значению ($q_{набл}$) за вычетом теплового потока, генерируемого в слое земной коре выше нижней границы области моделирования при спонтанном распаде долгоживущих радиоизотопов ($q_р$), т.е.

$$q_{гр} = q_{набл} - q_р.$$

Последний рассчитывается на основании сейсмической информации о мощности слоя (z_i) и его составе, а также из общепринятых традиционных величин удельной теплогенерации ($A(x, z)$) для соответствующего типа пород: $(q_р)_i = A(x, z)\cdot z_i$ [Смыслов и др., 1979; Rybach, Buntebarth, 1982].

Точность расчетов оценивается по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей.

Построение трехмерной региональной геотермической модели производится с помощью пакета трехмерной графики «TECPLOT v.9.0» (Amtec Engineering Inc.), который позволяет провести объемную интерполяцию наблюденного поля (в нашем случае температуры, теплового потока, а также структурных сейсмотомографических границ) в координатах: широта–долгота–глубина. Для подготовки файлов данных в формате «TECPLOT v.9.0» нами была написана специальная программа, которая при задании координат начала и конца профиля, а также интервала разбиения по глубине производит трансформацию текстового файла, содержащего результаты термического моделирования, в формат базы данных «TECPLOT». Программа «TECPLOT» предусматривает трехмерную интерполяцию по сетке любой конфигурации. В большинстве случаев используется неравномерная сетка, «привязанная» к простиранию сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двумерные расчеты глубинных температур. Таким образом, уравнение (1) дополняется третьей недостающей производной

$$k_y \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}$$

и «превращается» в трехмерное уравнение теплопроводности.

Таблица 4.5. Теплофизические параметры, принятые для моделирования геотермического поля в земной коре

Свита/Параметр		Граничная сейсмическая скорость, км/с	Температуропроводность $a \cdot 10^{-7}$, м²/с	Теплопроводность k, Вт/(м·К)	Теплогенерация (нормированная), $Fi \cdot 10^{-13}$ К/с
Неконсолидированные осадки		< 3,7	3,0	1,3	–
Консолидированные мезозойско-кайнозойские терригенные осадки			3,5	1,5	–
Карбонатные палеозойские осадки		4,7	3,8	1,9	1,5
Граниты	верхняя часть	6,0	5,0	2,5	5,52
	нижняя часть	6,5	5,0	2,5	3,5
Базальты, породы коромантийной смеси		> 6,5	7,0	2,9	–
Коровые ультрабазиты		–	8,0	3,0	–
Мантийные ультрабазиты		–	10,0	3,2	–

Результаты расчета температурного поля с помощью интерполяционного приближения будут отличаться от результатов, получаемых с помощью решения прямой задачи для трехмерной среды, только на величину искажений, обусловленных пертурбацией теплового потока вдоль оси *Y*. Поэтому, чем меньшее расстояние существует между соседними геотраверсами, тем будет точнее интерполяционное приближение к 3D-модели. Однако многолетний опыт двухмерного термического моделирования показывает, что величина искажений теплового потока вдоль оси *Y* ничтожно мала. Например, для типичного осадочного бассейна тепловой поток вдоль оси *Y* составляет не более 0,04 мВт/м^2, т.е. на три порядка ниже фоновой величины глубинного теплового потока. Следовательно, получение трехмерного распределения температур с помощью объемной интерполяции практически адекватно решению прямой задачи для объемного теплового поля.

Теплофизическая среда, т.е. конфигурация контрастных теплофизических слоев и значения тепло- и температуропроводностей, задавалась на основе соответствующей оцифровки выделенных по сейсмическим данным структурных комплексов вдоль 123 геотраверсов в Баренцевом море и 14 геотраверсов — в Карском (рис. 4.8, см. цв. вкл.).

В качестве краевых условий на нижней границе профилей использовались значения теплового потока, измеренного в глубоких скважинах. В Баренцевом море 20 скважин, где проводились кондиционные определения теплового потока, были расположены так, что хотя бы одна скважина находилась в полосе каждого из профилей МОВ–ОГТ (ГСЗ, ШГСП). В Карском море три скважины в южной части моря лежат в зоне самого длинного из профилей.

При расчете использовались значения теплофизических свойств слоев коры, адекватные установленным граничным скоростям (табл. 4.5).

4.3. Двухмерное моделирование геотермического поля вдоль сейсмических профилей

4.3.1. Сейсмические профили в Баренцевом море

Мы приведем описание результатов моделирования вдоль наиболее характерных геотраверсов в Баренцевом море, расположение которых показано на рис. 4.9.

Начальные условия моделирования принимались для возраста 300 млн лет назад (средний карбон), когда, по геологическим данным [Устрицкий, Храмов, 1984; Эринчек, Мильштейн, 1995], в южной части Баренцева моря сформировался Южный рифтогенный прогиб северо-западного простирания, разрушивший протерозойскую континентальную кору. Уже начиная с рифея, этот прогиб заполнялся терригенными и карбонатными осадками,

отлагавшимися с прогрессирующей скоростью, достигшей к середине палеозоя скорости лавинной седиментации. Этот процесс в конечном итоге привел к становлению верхнего карбонатного палеозойского комплекса, выделенного по данным МОВ–ОГТ. Комплекс характеризуется сейсмическими скоростями 5,4–5,8 км/с и имеет максимальную мощность (до 12 км) в интервале 450–600 км от начала профиля (рис. 4.10). Ниже этого комплекса по данным МОВ–ОГТ интерпретируются блоки «гранитно-метаморфического слоя» с пластовыми скоростями 6,0–6,5 км/с и мощностью 22–23 км, которые отождествляются с гранитоидами и вмещающими их породами архея — нижнего протерозоя Балтийского щита. Этот слой резко уменьшается в мощности в 500–600 км от побережья Кольского полуострова, что можно считать переходом к субокеаническому облику коры.

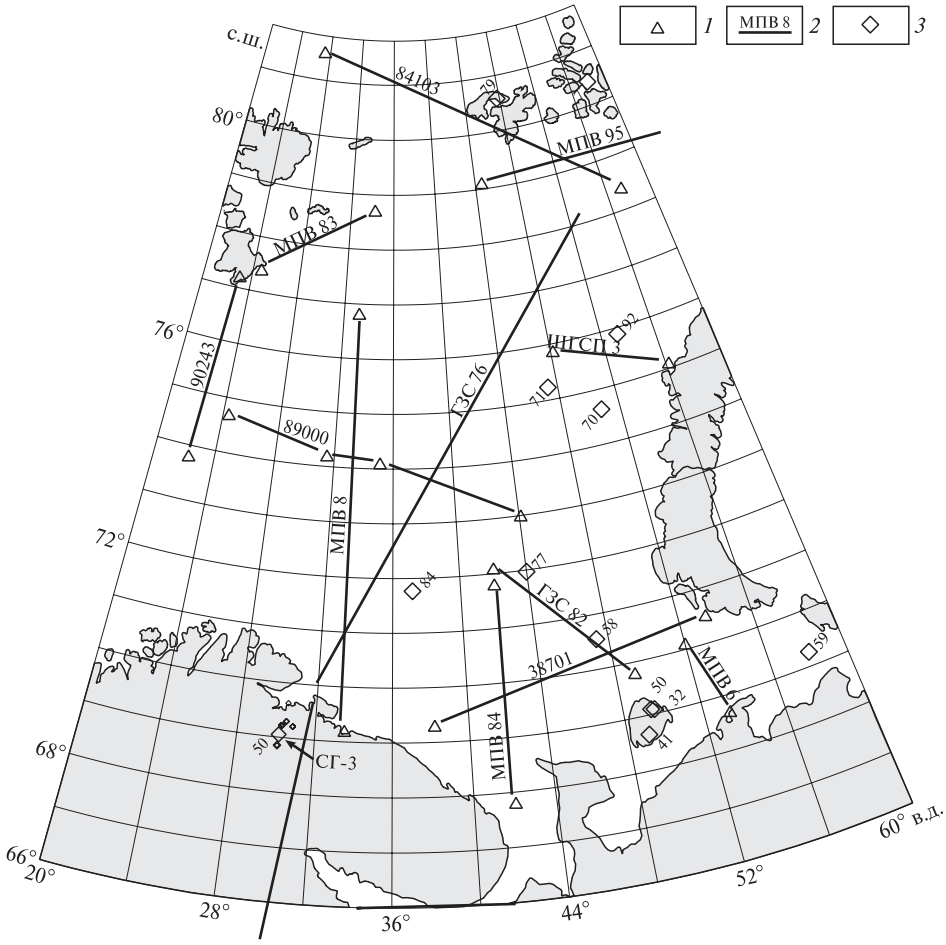


Рис. 4.9. Расположение профилей (геотраверсов) и скважин в Баренцевом море
1 — конечные точки сейсмических профилей; *2* — сейсмические профили и их номера; *3* — скважины, в которых определен тепловой поток, мВт/м^2

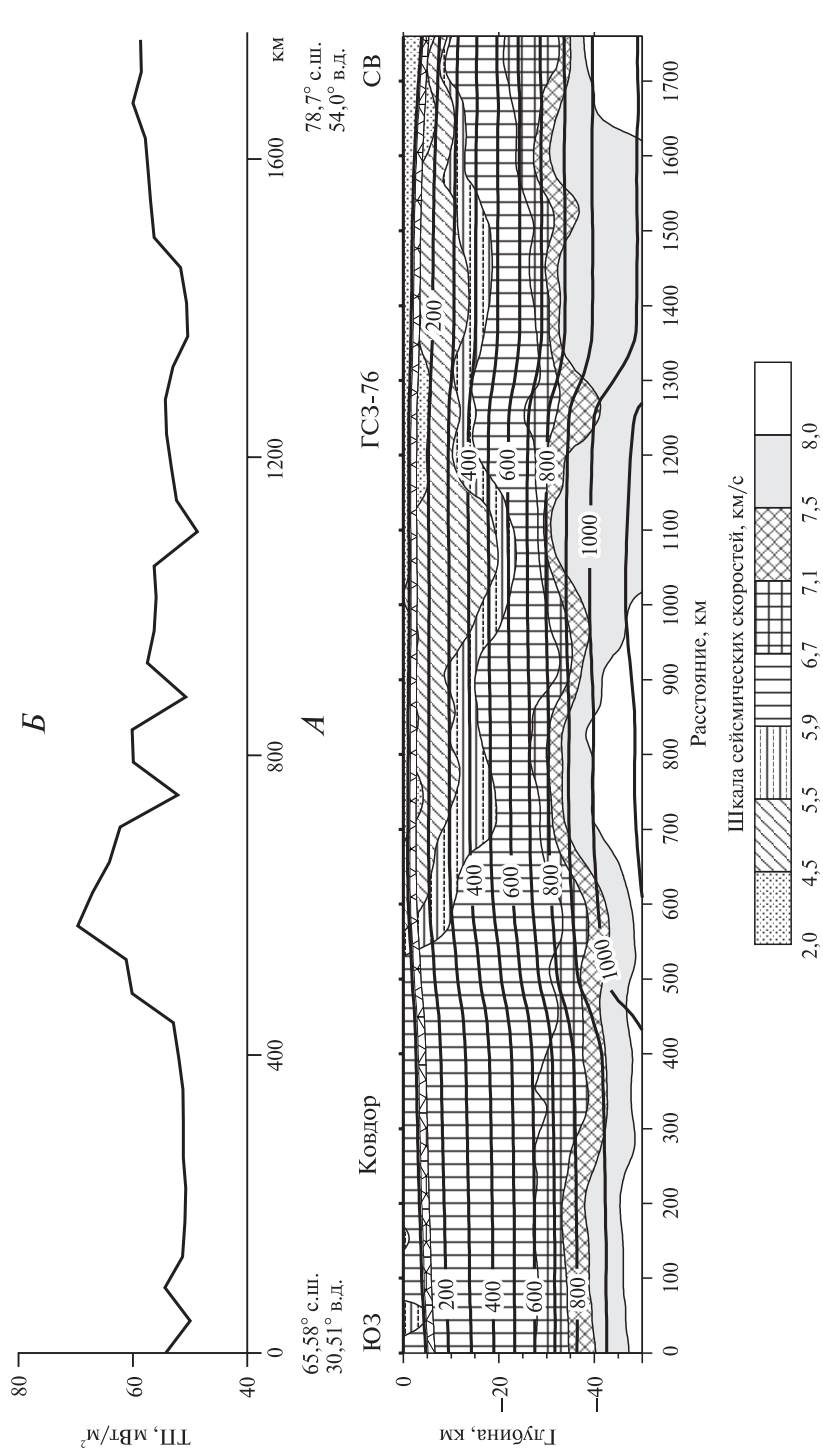


Рис. 4.10. Сейсмотомографический и температурный разрезы вдоль профиля Ковдор–ГСЗ-76 (*А*) и профиль теплового потока (*Б*)

Здесь и далее на рисунках профилей интервал вероятной нефтегазоносности по расчету термических условий катагенеза углеводородов обозначен ажурной штриховкой, остальные пояснения см. в тексте

Постепенно в северо-восточном направлении, судя по сейсмическому разрезу, увеличивается доля базальтов и гипербазитов по сравнению с гранитно-метаморфическими породами и мощность терригенных мезозойско-кайнозойских осадков. Толщина коры уменьшается с юга на север от 40 до 35 км [Поселов и др., 1996]. Мощность литосферы по сейсмическим данным не определена, но из теоретических соображений и по аналогии с другими зонами перехода от континентальной к океанической коре, можно предположить, что в южной части профиля она составляла 150 км, а севернее уменьшалась до 100–120 км.

В термической модели для этого времени был принят разрез литосферы, состоящий из четырех теплофизических слоев [Подгорных, Хуторской, 1998]: нижний слой — «верхняя мантия» с температуропроводностью 10^{-6} м^2/с и теплопроводностью 3,2 Вт/(м·К). Мощность этого слоя составляла 100 км. Выше залегал слой «коро-мантийной смеси», или нижней коры (?) мощностью 15 км; для него были взяты температуропроводность $8\cdot10^{-7}$ м^2/с и теплопроводность 2,9 Вт/(м·К). Гранитно-метаморфический слой имел температуропроводность $5\cdot10^{-7}$ м^2/с и теплопроводность 2,5 Вт/(м·К). Такие значения характерны для перечисленных слоев пород и традиционно принимаются в термических моделях. Самый верхний слой — карбонатные консолидированные осадки — характеризовался в модели температуропроводностью $4\cdot10^{-7}$ м^2/с и теплопроводностью 2,3 Вт/(м·К). В модели задавались граничные условия первого рода: температура на поверхности принималась за 1 °С (температура придонной воды), а на подошве литосферы — за 1250 °С. Внутри гранитно-метаморфического слоя учитывалось тепловыделение радиогенной природы, а в мантии для соответствующего интервала профиля — рифтогенной природы (*Fi*). Интенсивность источников задавалась нормированной по величине ($c\cdot\rho$) вещества, т.е.

$$Fi = A/(c\cdot\rho),$$

где A — интенсивность тепловыделения в единице объема, Вт/м^3.

Мощность радиогенного тепла была определена на основании измерений концентрации в породах Балтийского щита долгоживущих изотопов ^{238}U, ^{232}Th и ^{40}K [Смыслов и др., 1979], и ее нормированное значение *Fi* составляло $3{,}5\cdot10^{-13}$ К/с. Нормированная мощность источника рифтогенной природы (астеносферного выступа) рассчитывалась из предположения, что в позднем палеозое она была такой же, как в современных континентальных рифтах, например, в Байкале [Зорин, Осокина, 1981], в рифте Рио-Гранде [Crough, Thompson, 1976] или в Кенийской зоне [Fairhead, 1976], и составляла $12\cdot10^{-13}$ К/с.

Начальные температуры в модели рассчитывались из решения одномерного стационарного уравнения Пуассона для слоистой модели с внутренними источниками только радиогенной природы и с указанными выше теплофизическими характеристиками и толщиной слоев. Термический источник рифтогенной природы «включался» на первом этапе моделирования. Шаг временной дискретизации на первом этапе моделирования

составлял 50 млн лет, т.е. в результате выполнения первого шага была зафиксирована термическая структура литосферы для времени 250 млн лет тому назад. Полученные температуры в разрезе литосферы считались начальными для следующего этапа расчета нестационарного процесса, продолжительность которого была также 50 млн лет, но на этом этапе был «выключен» источник рифтогенной природы, так как известно, что время жизни континентальных рифтовых систем не превышает 40 млн лет [Милановский, 1976], а вероятнее всего — меньше 30 млн лет. После выполнения второго шага модель отражала термический режим для 200 млн лет назад (граница среднего и позднего триаса).

На этом шаге было произведено изменение параметров модели. Если на первых двух временны́х шагах разрез включал всю литосферу, то для возраста 200 млн лет нижняя граница разреза была ограничена глубиной 70 км, установленной по данным ГСЗ. На этой глубине задавался тепловой поток, определенный на предыдущем этапе расчета. Он изменялся вдоль профиля от 34 до 40 мВт/м^2.

На разрезе коры геологическое строение отражено более детально. В модели учитывалась блоковая структура разреза, выраженная в наличии субвертикальных изгибов пластов на контакте пород гранитно-метаморфического комплекса с метаморфизованными осадочными отложениями палеозоя и базальтов с гипербазитами в юго-западной части профиля (интервал 100–200 км). Эти блоки контактируют по разломным или флексурным зонам, возникшим, судя по возрасту осадочных пород, не позже среднего палеозоя. Такой возраст дислокаций позволяет предположить отсутствие в них современных проницаемых зон, по которым осуществляется тепломассоперенос, поэтому разломы и флексуры моделировались только как границы контрастных теплофизических сред.

В результате расчета данной теплофизической модели с шагом дискретизации 80 млн лет было получено распределение температур в земной коре Баренцевоморского региона для времени 120 млн лет (граница раннего и позднего мела) (рис. 4.11). Обращают на себя внимание две зоны искривления изотерм в интервалах 0–150 и 300–500 км по длине профиля. Их природа связана с наличием изолированных линз гранитно-метаморфических пород среди более мафических слоев. Пониженная теплопроводность гранитов по сравнению с базальтами и ультрабазитами и сложная геометрия слоев разреза обусловливает рефракцию глубинного теплового потока. Его плотность уменьшается на краях тел относительно пониженной теплопроводности из-за «обтекания теплового потока», но увеличивается в пространстве между ними, так как энергия идет «по пути наименьшего сопротивления». Это явление хорошо известно в теории потенциала и не требует дальнейших пояснений. Здесь уместно заметить, что практически все искажения глубинного теплового потока, отмеченные по результатам моделирования, связаны со структурно-теплофизическими неоднородностями разреза. Влияние рельефа морского дна как фактора, вызывающего искривление изотерм и искажение глубинного теплового потока, для данного профиля пренебрежимо мало по сравнению с вышеописанным эффектом.

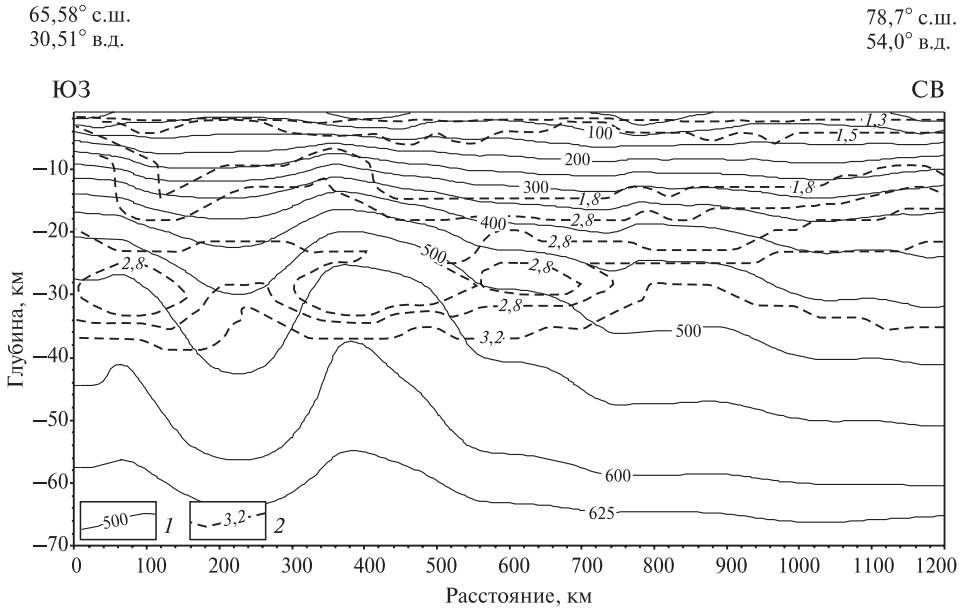


Рис. 4.11. Температурный разрез, °С (*1*), и распределение теплопроводности, Вт/(м·К) (*2*) вдоль профиля ГСЗ-76 для времени 120 млн лет назад

Оценка значений палеотемператур и тепловых потоков для этого времени весьма важна для прогнозирования глубины и конфигурации слоя нефтегазонакопления, так как возраст углеводородных залежей в южной части Баренцева моря оценивается как позднеюрский–раннемеловой.

Следующий временной шаг рассчитан для возраста 60 млн лет (эоцен). В это время не происходило каких-либо структурных перестроек кроме продолжающегося осадконакопления терригенных толщ. Но скорость осадконакопления для этого времени настолько низка, что сам процесс, как показали расчеты, не искажает глубинный тепловой поток. Следовательно, тепловое поле для этого момента отражало только релаксационные явления после воздействия позднепалеозойского термического источника. Распределение температур и тепловых потоков для этого времени близко к тому, которое было получено для 120 млн лет. Это говорит о том, что геотермическое поле становится квазистационарным, т.е. динамика его изменения во времени прекращается. Положение изотерм катагенетического температурного интервала (110 и 160 °С) осталось на той же глубине, что и для предыдущего временного шага, т.е. от 4 до 5,5 км и от 4,5 до 6,5 км соответственно. Таким образом, приблизительно в конце позднего мезозоя в данном регионе установилось стационарное тепловое поле. На это же время указывают и геологические данные [Верба, Шаров, 1998], свидетельствующие о том, что в юре и позднее с уходом рифтогенной активности за пределы Баренцево-Карской плиты на всей ее площади устанавливается пострифтовый этап эволюции.

Современная термическая структура получена для следующего временного шага (0 млн лет). Профиль рассчитанного теплового потока на поверхности повторяет изгиб изотерм (см. рис. 4.10). Он достигает максимальных значений 65–67 мВт/м² в интервалах L = 500–700 км и приурочен к выступам гранитно-метаморфических пород, кровля которых по сейсмическим данным расположена на глубине 4–6 км под поверхностью дна. Полученный по результатам моделирования фоновый тепловой поток составляет 54 мВт/м². Это значение оценивается путем осреднения рассчитанных по профилю тепловых потоков. Докажем справедливость этого утверждения.

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

$$\int_V \mathbf{div} q \, \mathrm{d}V = \int_{S_1} q_n \, \mathrm{d}S + \int_{S_2} q_n \, \mathrm{d}S = 0,$$

где q_n — нормально направленный тепловой поток к поверхности, положительное направление принято наружу области G; S_2 и S_1 — соответственно площади нижней и верхней поверхности области G.

Изменив направление нормальной составляющей теплового потока с поверхности S_2 на обратное и приняв во внимание, что q_n на $S_2 = q_0$, получим:

$$\int_{S_1} q_n \, \mathrm{d}S = \int_{S_2} q_0 \, \mathrm{d}S = q_0 S_2,$$

отсюда:

$$q_0 = \frac{1}{S_2} \int_{S_1} q_n \, \mathrm{d}S,$$

т.е., по определению, q_0 является осредненной по площади величиной. Аналогично для плоской задачи:

$$q_0 = \frac{1}{L} \int_{L_1} q_n \, \mathrm{d}L,$$

где L — длина профиля осреднения.

Для конечного разбиения имеем:

$$q_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} q_n S_i}{\sum_{i=1}^{n} S_i} \quad \text{и} \quad q_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} q_n L_i}{\sum_{i=1}^{n} L_i}.$$

Итак, применяя описанную методику, мы получаем величину глубинного теплового потока на конкретном геологическом объекте.

Тот же результат теоретически получается при статистической обработке представительных совокупностей геотермических данных. В этом случае среднее значение по региону адекватно фоновому тепловому потоку, а поверхностные искажения (аномалии) — дисперсии случайной величины. Но этот подход возможен лишь при региональных сопоставлениях. При интерпретации же конкретных геотермических измерений необходимо выяснить природу аномалий на основании детального изучения геологического строения участка. Правильная количественная оценка аномалий дает возможность оценить фон, т.е. выяснить величину глубинного теплового потока даже по единичным измерениям. Этот подход нам представляется однозначным в геотермически мало изученных регионах [Хуторской, 1996б]. В пределах всего рассматриваемого профиля не наблюдается тренда теплового потока. Он практически постоянный, за исключением двух зон, указанных выше.

На трансбаренцевском геотраверсе репером для сравнения наблюденных и «модельных» значений теплового потока являются результаты геотермических измерений по скв. СГ-3 в Печенгской мульде и по скважинам на островах Баренцева моря. Измерение в скв. СГ-3 проведено высокоточной аппаратурой в условиях равновесных (выстоявшихся) температур в стволе скважины, неоднократно повторялось и сопровождалось измерениями в «скважинах-спутниках» [Березин, Попов, 1988; Милановский и др., 1986]. Это позволяет говорить о том, что полученное в этой скважине значение теплового потока может являться реперным и с ним следует сравнивать результаты «модельного» расчета геотермического поля на юго-западном конце профиля. Значение теплового потока, измеренное в верхних 7 км ствола скважины, составляет 38–40 мВт/м^2. Ниже 7 км наблюдается постепенное увеличение измеренного теплового потока до 50–55 мВт/м^2. Эти значения считаются адекватными глубинному фоновому тепловому потоку, а некоторое его понижение в верхней части разреза интерпретаторы связывают с изменением гидродинамической обстановки в скважине, в большей степени, и с влиянием палеоклиматических колебаний, в меньшей степени. Таким образом, полученные нами «модельные» значения теплового потока вблизи поверхности хорошо согласуются с оценками фонового теплового потока в скв. СГ-3. Заметим, что подобные же величины потока характеризуют весь клин континентальной коры. Отсюда следует, что, если нами использованы правдоподобные структурные и теплофизические разрезы, то и значения глубинного теплового потока вдоль профиля близки к истинным.

Совпадение полученных из моделирования значений теплового потока и измерений отмечается также для скважин на о-ве Колгуев, где в скважинах Бугринская-1 и Песчаноозерская-33 получены тепловые потоки 41–47 мВт/м^2, а в скв. Песчаноозерская-1/4 — 50 мВт/м^2 (см. табл. 3.5). Хотя эти скважины лежат вне профиля наших исследований, полученные данные говорят о правильной оценке фонового теплового потока.

Таким образом, фоновый тепловой поток на акватории Баренцева моря выше, чем тепловой поток, характеризующий докембрийские струк-

туры Балтийского щита. Это объясняется более молодыми (рифейско-палеозойскими) термическими источниками рифтогенной природы под акваторией по сравнению со смежными участками суши и, следовательно, более поздним прекращением активных тектонических и термических процессов. Время прекращения рифтогенной активности постепенно смещается к северу, проявляясь до настоящего времени на краю Баренцевоморского шельфа в описанных выше трогах.

Теплофизические свойства слоев и параметры моделирования были универсальны для всех профилей, что обусловливалось универсальностью сейсмических скоростей и сейсмотомографической интерпретации этих толщ.

Глубинное сейсмическое профилирование в двухсудовом варианте (ШГСП) позволило впервые получить достоверную информацию о строении земной коры Баренцевоморского региона на всю ее мощность. Важно то, что, в отличие от ГСЗ, КМПВ и глубокого параметрического бурения, наблюдения за отражающими горизонтами, а значит геометрией границ раздела сред, велись непрерывно.

Наиболее полной информацией о строении региона в целом обладает профиль Ковдор–ГСЗ-76 как самый протяженный, пересекающий весь регион с юго-запада на северо-восток, от Кольской суши до архипелага ЗФИ (см. рис. 4.10). Протяженность профиля превышает 1300 км.

На профиле отчетливо видно, что под дном Баренцева моря присутствует весь разрез фанерозоя, причем наибольший объем и полнота разреза отмечаются для системы глубоких Южно- и Северо-Баренцевских впадин вместе с разделяющей их Лудловско-Лунинской перемычкой. Максимальная мощность фанерозойского разреза наблюдается в Южно-Баренцевской впадине (до 22 км). Несколько меньшие цифры, до 18 км, для перемычки и для Северо-Баренцевской впадины. На бортах Баренцевского мегапрогиба мощность чехла значительно сокращается. Для ЗФИ она уменьшается до 10–11 км. При этом следует учитывать, что основной объем осадочной толщи здесь приходится на мощнейшие пермско-триасовые морские сероцветные отложения. К Кольской суше на южном конце профиля осадочный чехол сокращается до 3 км и менее.

Впервые ШГСП показало, что наибольшие мощности палеозойских толщ наблюдаются именно в Баренцевском мегапрогибе (до 10 км в будущей Южно-Баренцевской впадине). На бортах прогиба мощность палеозоя резко сокращается до 1–3 км. На отдельных участках профиля удается выделить до пяти сейсмофациальных комплексов в палеозойской части разреза. Профиль однозначно указывает на существование в палеозое обширного бассейна морского осадконакопления. Об этом же свидетельствует увеличение мористости отложений к центру бассейна, существование на его палеобортах в ранней перми рифов и отсутствие синхронных карбонатных пород в глубоководной центральной части. Практическое отсутствие вариаций суммарных мощностей палеозойских толщ в мегапрогибе указывает на его простую ретроспективную форму и огромные размеры по этому сечению профиля.

Тепловой поток, определенный с помощью моделирования, указывает также на относительную выдержанность палеозойских и нижележащих толщ вдоль этого профиля. Он в среднем не отличается от фоновых значений (выше было дано определение фонового значения для этого профиля — 54 мВт/м^2), изменяясь от 51 до 67 мВт/м^2. Наибольшие значения вдоль профиля приурочены к зоне выклинивания терригенно-карбонатной толщи на краю континента, что объясняется структурным эффектом — рефракцией глубинного потока тепла относительно низкотеплопроводных пород. У нас нет оснований говорить о значительной роли конвективного тепломассопереноса ниже глубины сезонных колебаний температуры. Таким образом, тепловой поток здесь чисто кондуктивный, а его незначительные вариации можно связать со структурно-геологическим фактором.

Весьма информативен короткий профиль ШГСП-3, который иллюстрирует зону сочленения архипелага Новая Земля с восточным бортом Лудловско-Лунинской перемычки [Поселов и др., 1996; Верба, Шаров, 1998]. Здесь выделено три блока, соответствующих (с запада на восток) восточному борту мегапрогиба, Адмиралтейскому валу и прогибу Седова (рис. 4.12).

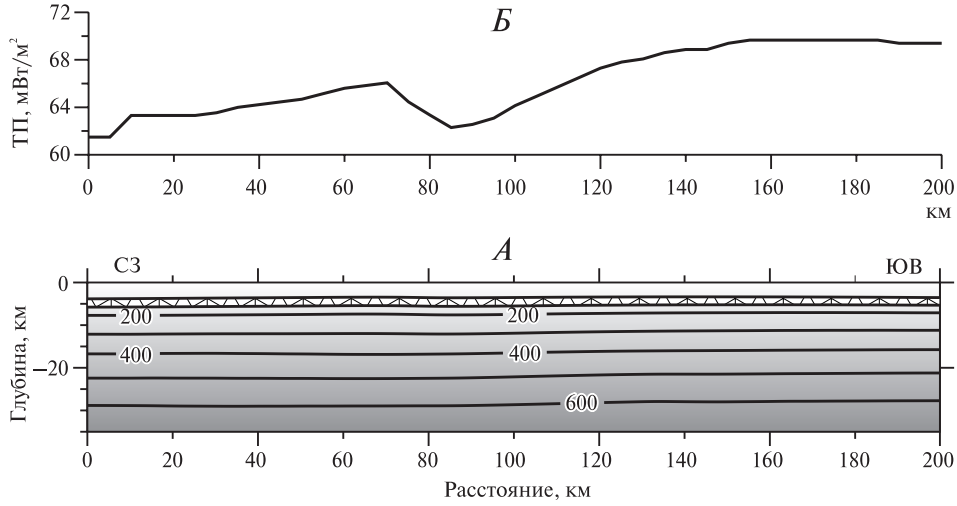


Рис. 4.12. Температурный разрез (изотермы в °С) вдоль профиля ШГСП-3 (*А*) и профиль теплового потока (*Б*)

Наиболее полный разрез осадочного чехла установлен для восточного борта мегапрогиба. Здесь отмечается только нижняя консолидированная кора и линзовидная аномалия в мантии. Совсем другая картина наблюдается на Адмиралтейском валу, где осадочный чехол редуцирован. Второй структурный этаж чехла представлен только нижним триасом (здесь пробурена скважина), а третий этаж выполнен, вероятно, только девон-карбоновыми отложениями. Это подтверждает возможность су-

ществования в течение раннего–среднего палеозоя непосредственно к западу от Новой Земли обширной области воздымания [Устрицкий, Храмов, 1984]. И только к франскому веку она была вовлечена в прогибание.

В прогибе Седова разрез палеозоя уже более полный. Оба восточных блока (соседствующих с Новой Землей) объединяют субконтинентальный тип кристаллической коры и погружение поверхности М под архипелаг Новая Земля.

Температурный разрез и профиль теплового потока здесь весьма характерны для зон сокращения (или выклинивания) осадочного чехла, что наблюдается по сейсмическим данным на Адмиралтейском валу. Как видно из рис. 4.12, тепловой поток монотонно возрастает от Лудловско-Лунинской структуры (63–64 мВт/м^2) в сторону Адмиралтейского вала (68–70 мВт/м^2), т.е. увеличивается вдоль профиля на 10%. Это характерно для областей, где низкотеплопроводные осадочные породы сменяются более теплопроводным метаморфическим комплексом.

Профиль 38701 интересен прежде всего четкой стратификацией нижнего структурного этажа осадочного чехла на четыре сейсмофациальных комплекса. Здесь в основании чехла впервые выделены слоистые рифейские толщи между рефлекторами K_0 и VI в пределах обширного Западно-Кольского прогиба. Мощность рифея в наиболее погруженных частях прогиба достигает 4 км. Выше рифея плащеобразно залегают четко слоистые кембрийско-силурийские карбонатные отложения. Их мощность выдержана по разрезу и не превышает 1,5–2,0 км. Следующий грабеновый комплекс отнесен к раннему–среднему девону. По профилю к центру прогиба девонские толщи образуют сигмовидные тела бокового наращивания, достигая 5–6 км мощности в наиболее погруженных участках. Выше снова трансгрессивно относительно тонким слоем ложатся послефранские осадки. Их мощность не больше 1,5–2 км.

На границе Кольско-Канинской моноклинали с Западно-Кольским прогибом установлена узкая, всего 10 км шириной, ограниченная глубинными разломами зона дислоцированных толщ, вероятно, являющаяся северо-западным фрагментом продолжения Тимано-Печорских байкалид. Верхнерифейские толщи разбиты многочисленными разломами позднебайкальского возраста. Примечательно, что практически отсутствуют блоковые перемещения по разломам.

Наиболее полный разрез осадочного чехла наблюдается исключительно в прогибе, что свидетельствует об его древнем заложении. На смежных поднятиях (Кольско-Канинская моноклиналь и Мурманский массив) разрез чехла редуцирован и, прежде всего, за счет выпадения из разреза, либо сокращения мощности грабеновых комплексов рифея и девона. Это относится и к мощным пермско-триасовым толщам следующего структурного этажа, которые накапливались в Западно-Кольском прогибе в повышенном объеме.

Полученный в результате моделирования геотермический разрез (рис. 4.13) показывает удивительную симметрию распределения температур

и тепловых потоков относительно Кольско-Канинской моноклинали и Мурманского массива. Ограничивающие эти антиклинальные структуры впадины характеризуются относительным понижением теплового потока (до 58–60 мВт/м²) по сравнению с тепловыми потоками на Кольско-Канинской структуре (68–69 мВт/м²). В температурном поле мы видим «термический купол», отчетливо проявляющийся на глубинах 10–20 км. Все эти особенности распределения геотермических полей — результат пертурбации глубинного тепла в условиях структурно-теплофизических неоднородностей.

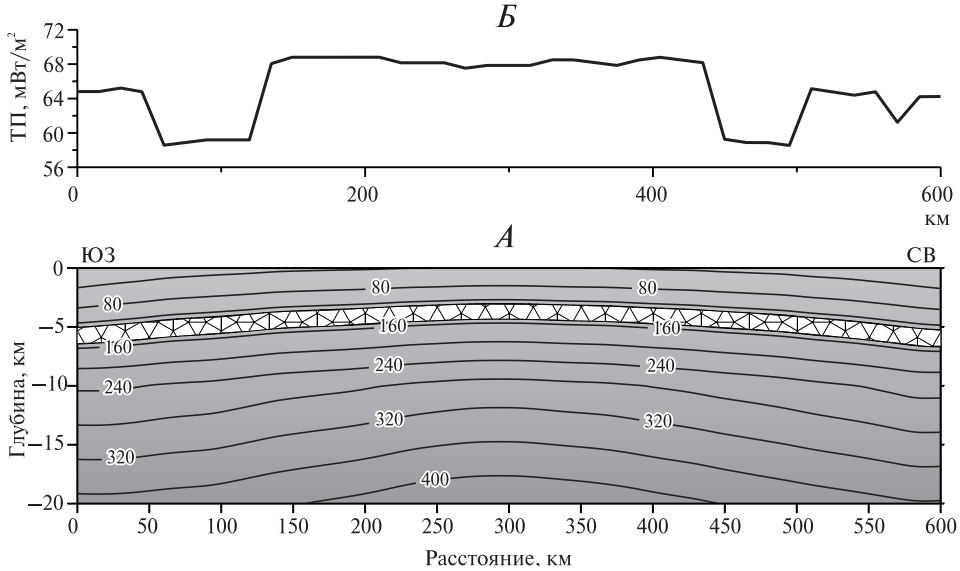


Рис. 4.13. Температурный разрез (изотермы в °С) вдоль профиля 38701 (*А*) и профиль теплового потока (*Б*)

Структура западной части моря изучена на основании интерпретации профилей глубинного сейсмического профилирования МПВ-83, 90243 и МПВ-8.

Профиль МПВ-83 в своей юго-западной части проходит через Свальбардскую антеклизу, пересекает вал, разделяющий эту структуру и Баренцево-Северокарский мегапрогиб, и далее идет по этому мегапрогибу, но вдоль его простирания располагается палеогеновый рифтогенный прогиб, в основании которого находится неоком-эоценовый рифтовый комплекс. Вдоль всего прогиба наблюдается выдержанность мощности терригенно-карбонатного комплекса и его плавное опускание с глубины 3–4 км в юго-западной части профиля до глубины 5–7 км — в северо-восточной. Можно говорить о том, что расположение данного профиля по простиранию основных структурно-неоднородных объектов обусловило субгоризонтальную картину сейсмогеологических границ (рис. 4.14).

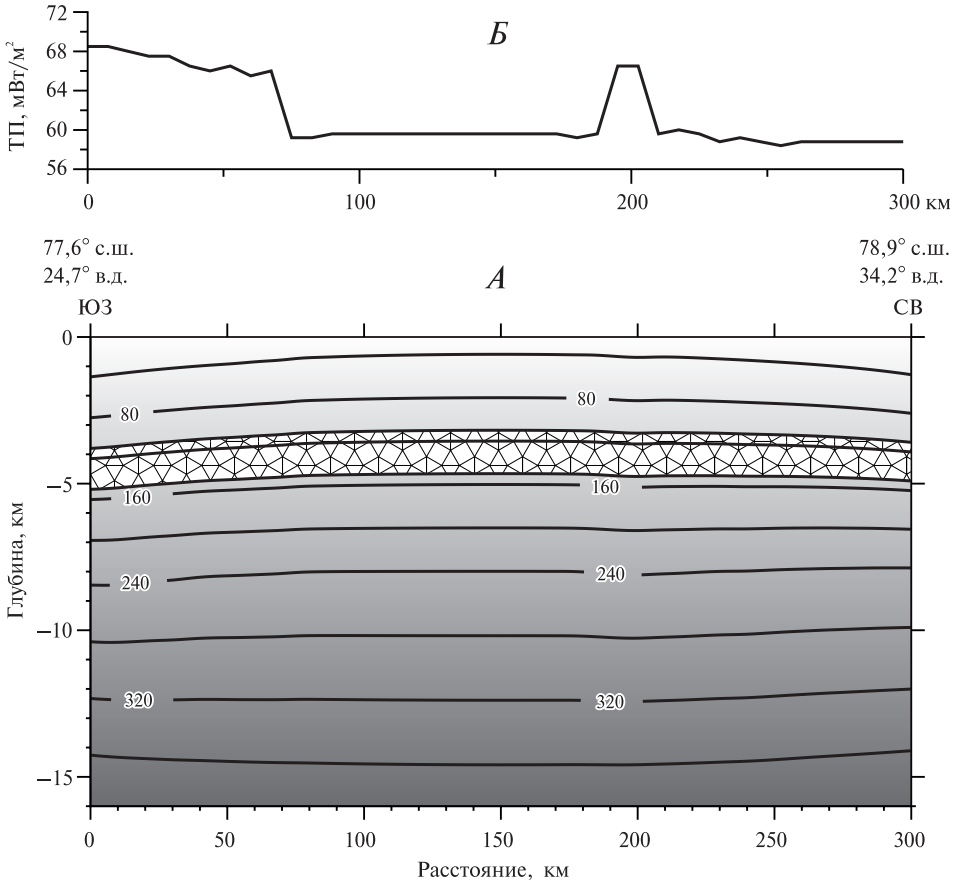


Рис. 4.14. Температурный разрез (изотермы в °С) вдоль профиля МПВ-83 (*А*) и профиль теплового потока (*Б*)

Как известно, явление рефракции теплового потока происходит только при сосуществовании двух факторов — при наличии контраста теплофизических свойств и в присутствии структурно-геологических неоднородностей, т.е. отклонении от «плоско-параллельного» разреза. В данном случае мы наблюдаем однородность теплового потока вдоль профиля (см. рис. 4.14). Его значения составляют 59–60 мВт/м^2, и лишь в местах куполообразных поднятий терригенно-карбонатного комплекса (интервалы 0–50 и 180–230 км) наблюдаются незначительные, менее 10% от фоновых значений, отклонения теплового потока. Этот профиль не обеспечен фактическими измерениями температуры и теплового потока в скважинах, поэтому рассчитанные в модели абсолютные величины тепловых потоков можно считать условными, хотя относительная картина вариации его значений вдоль профиля может измениться, по-видимому, только при пересмотре результатов сейсмической интерпретации.

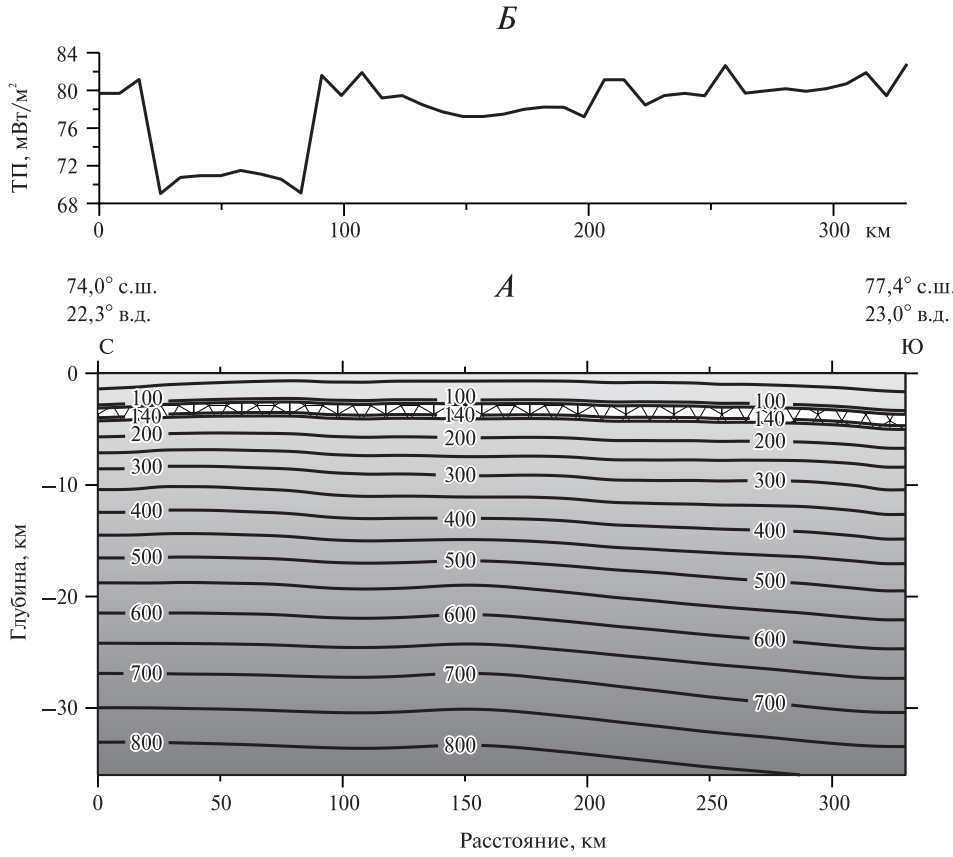


Рис. 4.15. Температурный разрез (изотермы в °С) вдоль профиля 90243 (*А*) и профиль теплового потока (*Б*)

Профиль 90243 субмеридионального простирания приурочен к Свальбардской антеклизе (рис. 4.15).

На сейсмотомографическом разрезе видно, что слои нижней коры со скоростями от 6,7 до 7,5 км/с в северном направлении, т.е. к архипелагу Свальбард, увеличиваются в мощности и приближаются к поверхности. Одновременно сокращается мощность терригенных отложений. Эти факторы вызывают разнонаправленные эффекты влияния на тепловое поле. При их суперпозиции оказывается, что тепловой поток на профиле остается практически постоянным (77–80 мВт/м^2) за исключением глубокого бассейна терригенного осадконакопления в южной части профиля, где тепловой поток понижается до 70 мВт/м^2. По причинам, описанным выше, нельзя гарантировать полную достоверность абсолютных значений теплового потока, отмеченного на рис. 4.15. Результаты моделирования отражают лишь относительное изменение потока на фоне принятых граничных условий для этого разреза.

Меридиональный профиль МПВ-8 имеет длину около 1000 км и пересекает весь Баренцевский мегапрогиб. Он имеет общие точки с профилями ГСЗ-76 и ШГСП-3, поэтому результаты структурных построений и геотермического моделирования в точках пересечения были сопоставлены для разных профилей и показали весьма близкую сходимость (см. рис. 4.10).

Температуры рассчитаны до глубины 30 км, где они составляют более 700 °С (рис. 4.16). Картина изотерм и профиль теплового потока отражают конфигурацию терригенного и терригенно-карбонатного комплексов, однако пространственные вариации теплового потока по абсолютным величинам незначительные. Так, тепловой поток на протяжении такого длинного профиля колеблется в пределах всего 55–65 мВт/м^2, что в общем-то обусловливается и слабым контрастом теплофизических свойств, и отсутствием резких структурных неоднородностей, и малой скоростью осадконакопления. Измеренные вдоль профиля три станции теплового потока имеют значения 53, 62 и 68 мВт/м^2, т.е. практически полностью совпадают с модельными величинами.

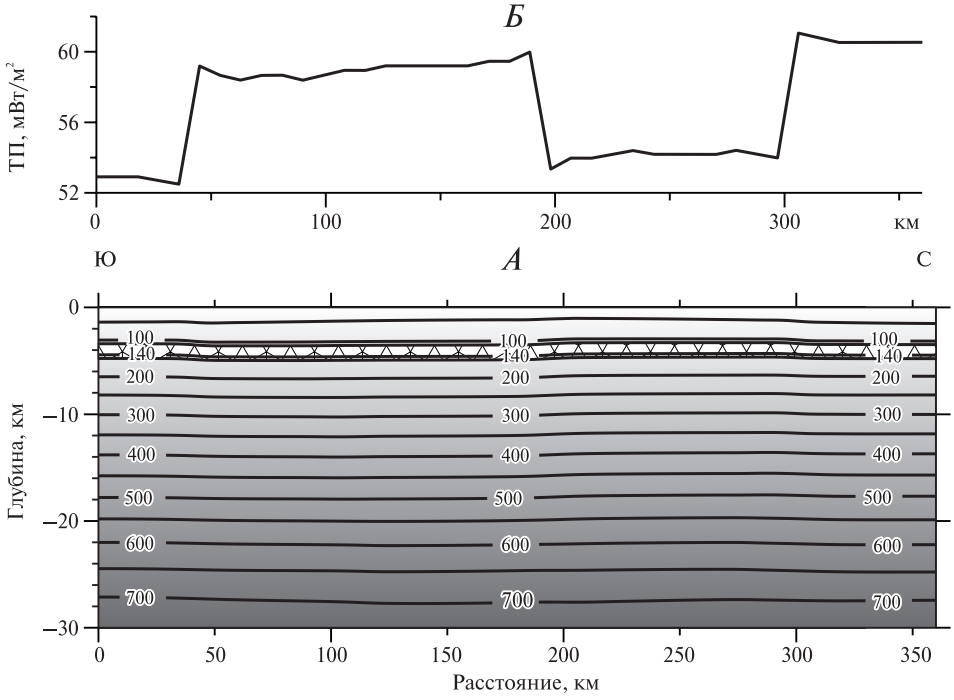


Рис. 4.16. Температурный разрез (изотермы в °С) вдоль профиля МПВ-8 (*А*) и профиль теплового потока (*Б*)

Мы рассмотрели результаты двухмерного моделирования для некоторых сейсмических профилей, характеризующих западную и восточную

части Баренцева моря. Все эти результаты были использованы в дальнейшем для проведения трехмерного моделирования геотермического поля.

Новым подходом к анализу двухмерных геотермических моделей явилось использование сейсмогеологических профилей, построенных как по данным МОВ–ОГТ, так и с учетом материалов бурения скважин на шельфе и архипелагах Баренцева моря.

4.3.2. Геологическая структура разрезов вдоль геотраверсов

В геологическом строении осадочного чехла Баренцевоморского региона участвуют отложения широкого возрастного диапазона: от венд(?)-кембрийских до кайнозойских. Для непосредственного изучения докайнозойские отложения доступны преимущественно по периферии Баренцевоморского шельфа — на островах и приморских территориях, а также в немногочисленных опорно-параметрических (на островах) и морских поисково-разведочных скважинах российского сектора Баренцева моря. В норвежском секторе изученность бурением и сейсморазведкой значительно выше.

Представленные геологические разрезы (см. ниже рис. 4.18–4.22) составлены на основании данных сейсморазведки МОВ–ОГТ, проведенной в разные годы ОАО МАГЭ; результатов бурения скважин, выполненных в российском секторе ФГУП АМНГР, а также опубликованных данных изучения скважин норвежского сектора. Сухопутные части профилей составлены по результатам геолого-съемочных работ, выполненных ранее геологами ВНИИОкеангеология и ПМГРЭ.

Разрезы пересекают основные тектонические элементы Баренцевоморского региона и в региональном плане характеризуют строение осадочного чехла (рис. 4.17). Максимальные мощности отложений фиксируются в Южно-Баренцевской впадине, где они предположительно составляют около 18 км (профили 1, 2, 3, 7), минимальные — в западных частях Баренцевоморского региона — в норвежском секторе (профили 1, 2). Профиль 4 в меридиональном направлении пересекает зону Центрально-Баренцевских поднятий, разделенных прогибами, открывающимися в сторону Южно-Баренцевской впадины.

Часть разреза, включающая меловые, юрские, верхне-, средне- и частично нижнетриасовые отложения оказалась редуцирована в норвежском секторе, в результате позднемелового(?)–эоценового аплифта. Наиболее полные разрезы мезозоя отмечаются в депоцентрах Баренцевоморского мегабассейна — в Южно- и Северо-Баренцевских впадинах. Здесь снизу вверх по данным МОВ–ОГТ предполагается развитие глубоководных отложений ордовика–силура, девона, карбона и нижней перми, которые выше по разрезу сменяются преимущественно терригенными отложениями верхней перми, триаса, юры, мела и неоген–кайнозоя.

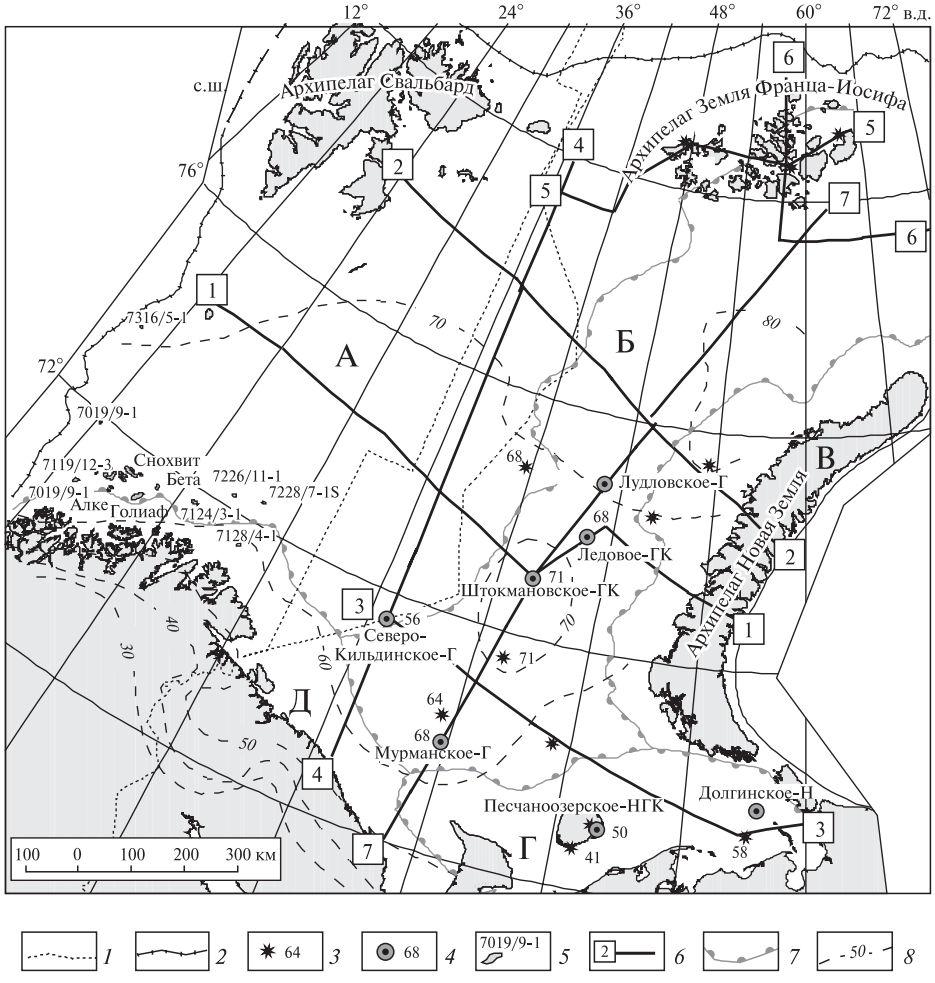


Рис. 4.17. Карта расположения исследованных профилей-геотраверсов

1 — государственная граница России и срединная линия (по предложению Норвегии 1970 г.); *2* — бровка шельфа; *3* — скважины глубокого бурения и ТП в них, мВт/м²; *4*, *5* — месторождения российского (*4*) и норвежского (*5*) секторов; *6* — линия сейсмогеологического профиля и его номер; *7* — границы региональных тектонических элементов; *8* — изолинии ТП, мВт/м².

Тектонические элементы: А — Свальбардская плита, Б — Восточно-Баренцевский мегапрогиб; В — Пайхойско-Новоземельская складчатая система, Г — Печорская плита; Д — Кольская моноклиналь.

Тип флюида: Г — газ, ГК — газоконденсат, НГК — нефтегазоконденсат, Н — нефть

По данным исследования скважин, мезозойская часть разреза характеризуется сменой по разрезу трансгрессивных и регрессивных последовательностей отложений. Максимум трансгрессии приходится на позднеюрское время, когда в разрезе формировалась толща так называемых черных глин [Устинов, Покровская, 1994]. Самая глубокая скважина в

этой части региона (Арктическая-1) остановлена на глубине 4524 м в отложениях ладина.

В бортовых частях Южно-Баренцевской впадины (скважины Мурманской площади) происходит существенное уменьшение мощностей триасовых и более древних отложений и выпадение из разреза отложений верхнего мела. По данным МОВ–ОГТ, здесь предполагается развитие карбонатных отложений нижней перми, карбона и верхнего девона (профиль 7), аналогичных разрезам севера Тимано-Печорской плиты. В Печорском море палеозойские отложения вскрыты поисковым и разведочным бурением. Непосредственно вблизи линии профиля 3 находятся скважины Северо-Гуляевского (№ 1) и Приразломного месторождений (№ 1–5). Одна из скважин Приразломного месторождения прошла осадочный чехол до глубины 4500 м и на забое вскрыла отложения самых низов нижнего девона. Установлено, что палеозойские отложения Печорского моря, содержащие основной по продуктивности каменноугольно-нижнепермский нефтегазоносный комплекс, имеют большое сходство с разрезами сухопутной части провинции [Государственная геологическая карта..., 2003].

Профили 5 и 6 расположены в самой северной части Баренцевоморского мегабассейна и пересекают острова архипелага Земля Франца-Иосифа и прилегающую акваторию. Разрезы построены по данным геологических съемок и опираются на результаты бурения трех глубоких скважин (Нагурская, Северная, Хейса), по данным которых наблюдаются резкие изменения мощностей отложений и отсутствие на большей части архипелага отложений моложе триасовых. Разрез триасовых отложений насыщен интрузивными образованиями, которые отчетливо фиксируются как в разрезах скважин, так и на профилях МОВ–ОГТ. Ниже триаса, в разрезе Нагурской скважины, установлены верхнекаменноугольные отложения, но в прогибах, там, где общие мощности увеличиваются до 6 км, предполагается развитие полных разрезов перми, карбона, девона и силура. В акваториальной части разрезов по данным МОВ–ОГТ предполагается также существование юрских и меловых отложений.

4.3.3. Двухмерные температурные модели сейсмогеологических геотраверсов в Баренцевом море

Западная часть геотраверса 1 проходит в субширотном направлении в центральной части Баренцева моря от о-ва Медвежий до Штокмановско-Лунинского порога (рис. 4.18). Основными теплофизическими границами на этом профиле так же, как и на всех остальных, являются границы протерозойского фундамента и фанерозойского чехла, а также верхнепалеозойского карбонатного комплекса и мезозой-кайнозойских терригенных пород.

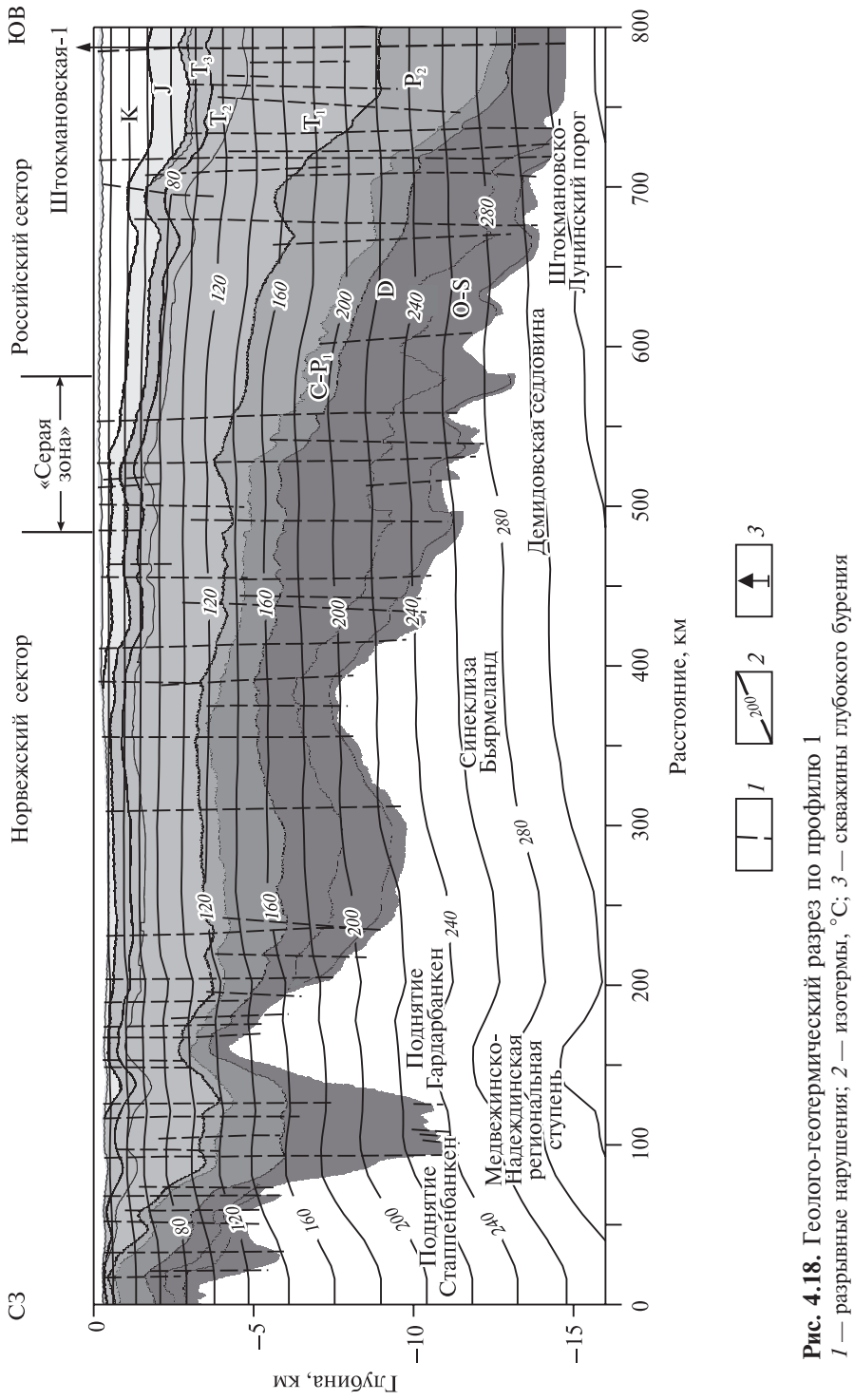


Рис. 4.18. Геолого-геотермический разрез по профилю 1
1 — разрывные нарушения; *2* — изотермы, °С; *3* — скважины глубокого бурения

Структурно-теплофизические неоднородности выражены на геотермическом разрезе искривлением изотерм и увеличением геотермического градиента в относительно низкотеплопроводных толщах. Например, градиент температуры в породах складчатого фундамента составляет на интервале глубин 5–10 км 12–14 мК/м, а в породах верхнепалеозойского чехла — 20–21 мК/м. При инвариантности теплового потока на нижней границе разреза контраст значений градиента компенсируется обратным соотношением теплопроводности. Поэтому величина теплового потока на этом профиле практически постоянна и составляет 68 мВт/м^2.

Температурный интервал 140–180 °С мы, с некоторой долей условности, рассматриваем как подошву главной зоны нефтегенерации (ГЗН) или «нефтяного окна». В восточной части профиля интервал 140–180 °С расположен на глубине 5,0–6,5 км, в западной его части — на глубине 6–8 км. Таким образом, геотермические данные подтверждают независимо высказанное предположение о более высоком углеводородном потенциале Южно-Баренцевской впадины по сравнению с Центрально-Баренцевскими поднятиями [Грамберг и др., 2001].

Геотраверс 2 проходит севернее, параллельно профилю 1 от о-ва Эдж Свальбардского архипелага до Северного острова Новой Земли, пересекая Малыгинскую и Лунинскую седловины, Адмиралтейское поднятие и прогиб Седова (рис. 4.19).

Наибольшие проявления рефракции глубинного потока тепла здесь выражены на западном борту Лунинской седловины и в зоне сочленения прогиба Седова с Новой Землей. Причины этого связаны не только со структурно-теплофизическими неоднородностями, но и с понижением теплового потока в районе Новой Земли. На Новой Земле тепловой поток резко снижается (до 40 мВт/м^2), что так же, как и на Урале, можно объяснить экранированием глубинного теплового потока аллохтонной литосферной пластиной, надвинутой со стороны палеоокеана при его закрытии в позднем палеозое [Хуторской, 1996б]. «Охлаждение» земной коры в восточной части профиля обусловило погружение катагенетического температурного интервала от 5–7 км в Малыгинской и на западе Лунинской котловин до 8–10 км — в прогибе Седова.

Профиль 3 пролегает через наиболее продуктивную в нефтеносном отношении часть Баренцевоморского бассейна — через Печорское море и далее на северо-восток через Южно-Баренцевскую впадину к скв. Северо-Кильдинская (рис. 4.20).

Наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в Южно-Баренцевской синеклизе (до 20–22 мК/м в интервале глубин 5–10 км) из-за большой мощности низкотеплопроводных осадков терригенного мезозой-кайнозойского комплекса. В связи с этим, здесь происходит быстрое нарастание температур в осадочном чехле. Температура 140 °С отмечается уже на глубине 4,5 км. Таким образом, судя по геотермическим данным, Южно-Баренцевская синеклиза — это наиболее перспективная структура для генерации УВ.

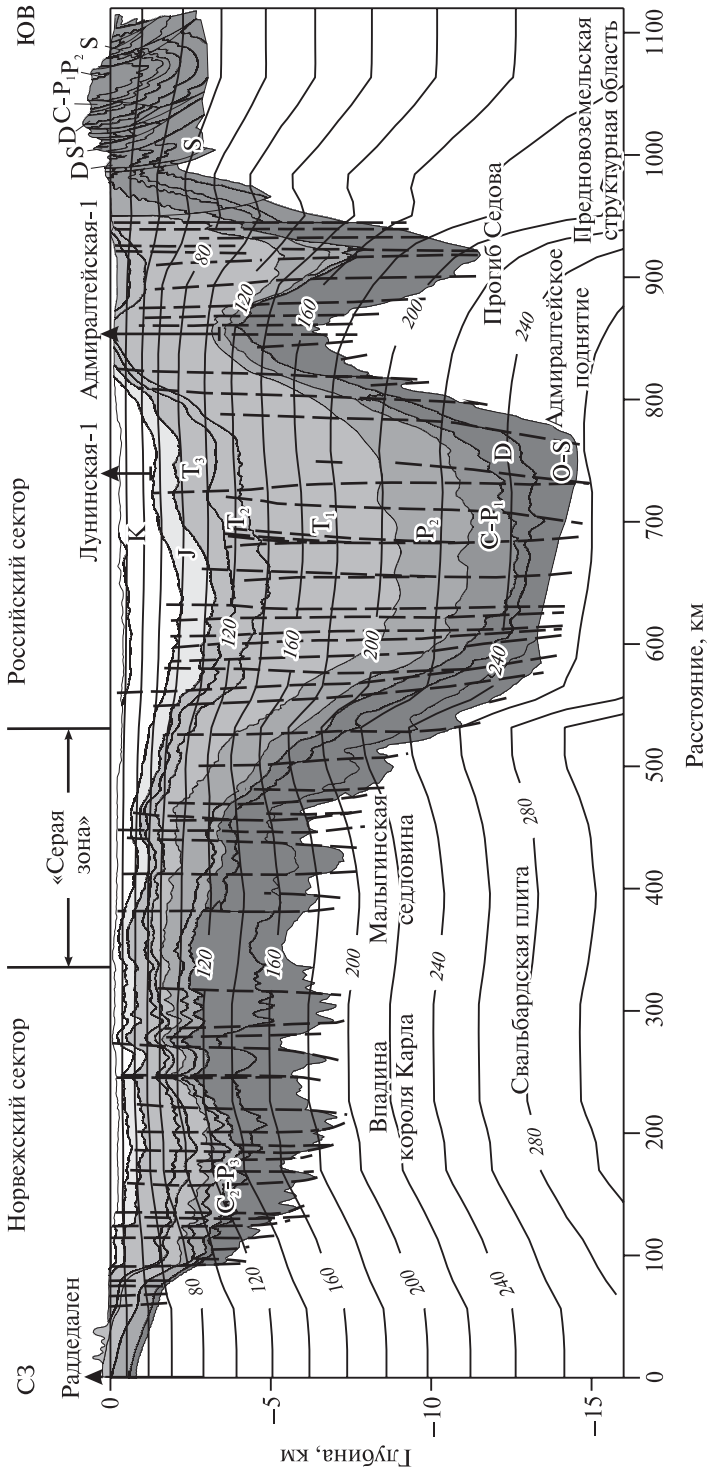


Рис. 4.19. Геолого-геотермический разрез по профилю 2
Условные обозначения см. на рис. 4.18

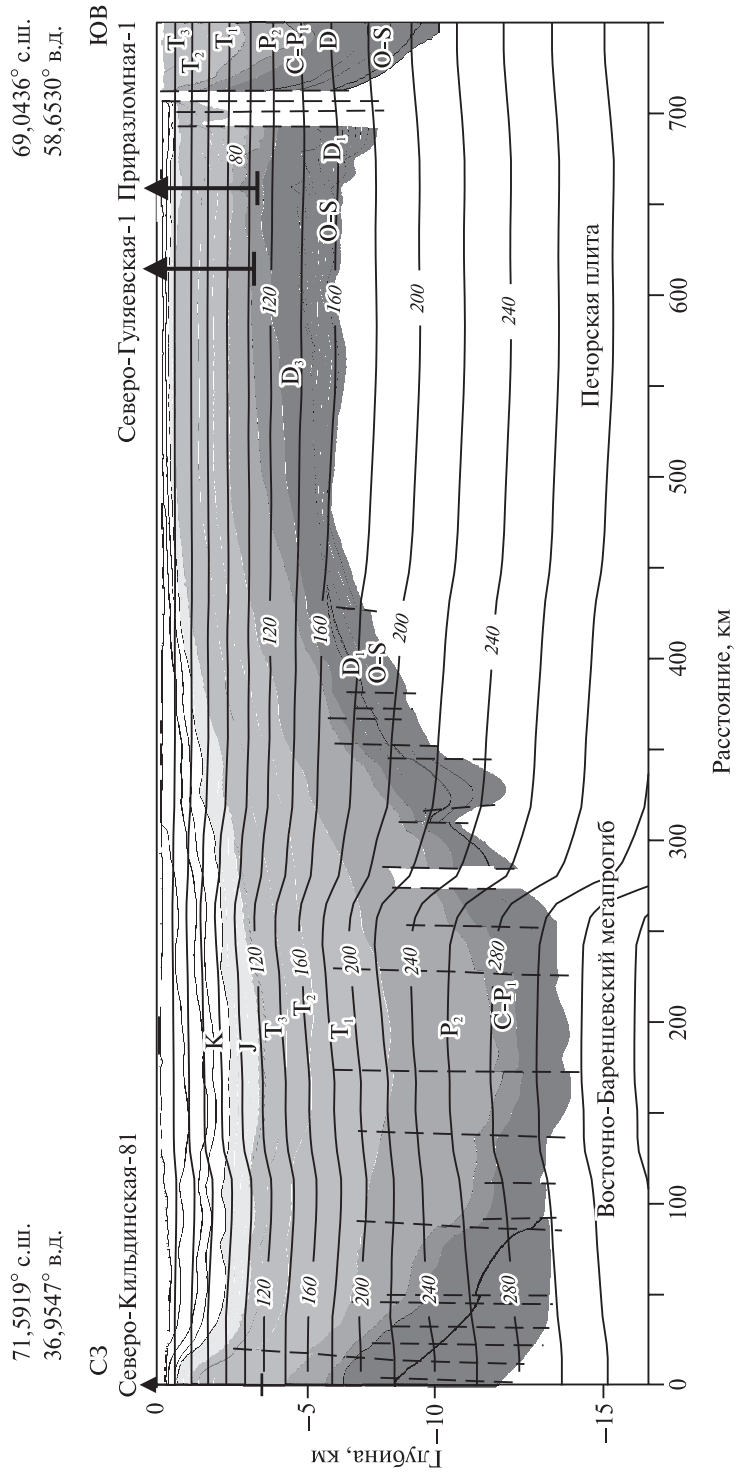


Рис. 4.20. Геолого-геотермический разрез по профилю 3
Условные обозначения см. на рис. 4.18

Профиль 4 имеет меридиональное простирание и тянется от Кольского полуострова до западной оконечности архипелага Земли Франца-Иосифа (рис. 4.21). Фундамент на этом профиле имеет сложное строение, сочетающее выступы и прогибы, что обусловлено его простиранием вкрест основным субширотным структурам Баренцевской плиты. Как видно из рис. 4.21, амплитуда колебаний мощности чехла достигает 10–11 км, поэтому значения геотермических градиентов в прогибах и на выступах заметно различаются. Геотермический градиент в зонах прогибов в интервале глубин 5–10 км составляет ~16 мК/м, а в зонах выступов — 12 мК/м; в интервале глубин 0–5 км — 24 и 19 мК/м соответственно.

В скважинах, лежащих на линии профиля 4, а также на зондовых станциях, измерены относительно высокие значения теплового потока. Например, на северном борту Кильдинского прогиба в двух скважинах зафиксированы значения 109 и 114 мВт/м^2, а фоновый тепловой поток для центральной части Свальбардской плиты можно оценить как 76–79 мВт/м^2. Причины повышения теплового потока обсуждались выше. Однако в настоящее время трудно отдать предпочтение какой-либо одной модели: это может быть и увеличение активности астеносферы при приближении к Северо-Атлантическому центру спрединга, и проявления вторичного рифтогенеза, фазы которого фиксируются, начиная с позднего палеозоя [Drachev et al., 2010].

Здесь кажется уместным перейти к описанию теплового поля геотраверса 7, так как он, как и предыдущий, меридиональный и трансбаренцевский. Он начинается у Кольского полуострова и протягивается до широты Земли Франца-Иосифа.

Характерной особенностью геотемпературного поля вдоль этого геотраверса является резкая пертурбация изотерм при переходе от Кольско-Канинской моноклинали к Южно-Баренцевской синеклизе (рис. 4.22). Это обусловлено двумя причинами: во-первых, средняя теплопроводность пород синеклизы меньше, чем в районе моноклинали, где фундамент залегает на 5–6 км выше; во-вторых, под Южно-Баренцевской синеклизой зафиксирован относительно пониженный тепловой поток. Если на профиле 4 мы оценили фоновый тепловой поток как 76–79 мВт/м^2, то здесь его значение составляет 64–66 мВт/м^2. При переходе севернее по профилю к структуре Штокманско-Лунинского порога тепловой поток возрастает до 72–77 мВт/м^2.

Такое сочетание теплофизических характеристик создает специфическую картину распределения изотерм катагенеза органического вещества. При переходе от Кольско-Канинской моноклинали к Южно-Баренцевской синеклизе глубина нахождения изотерм катагенеза резко уменьшается с 8–12 км до 4–5 км, а затем, севернее, плавно увеличивается до 6,5–7,5 км в районе ЗФИ.

К структуре Штокмановско-Лунинского порога приурочены крупнейшие в регионе газоконденсатные месторождения, что хорошо коррелирует с минимальной глубиной нахождения катагенетического температурного интервала.

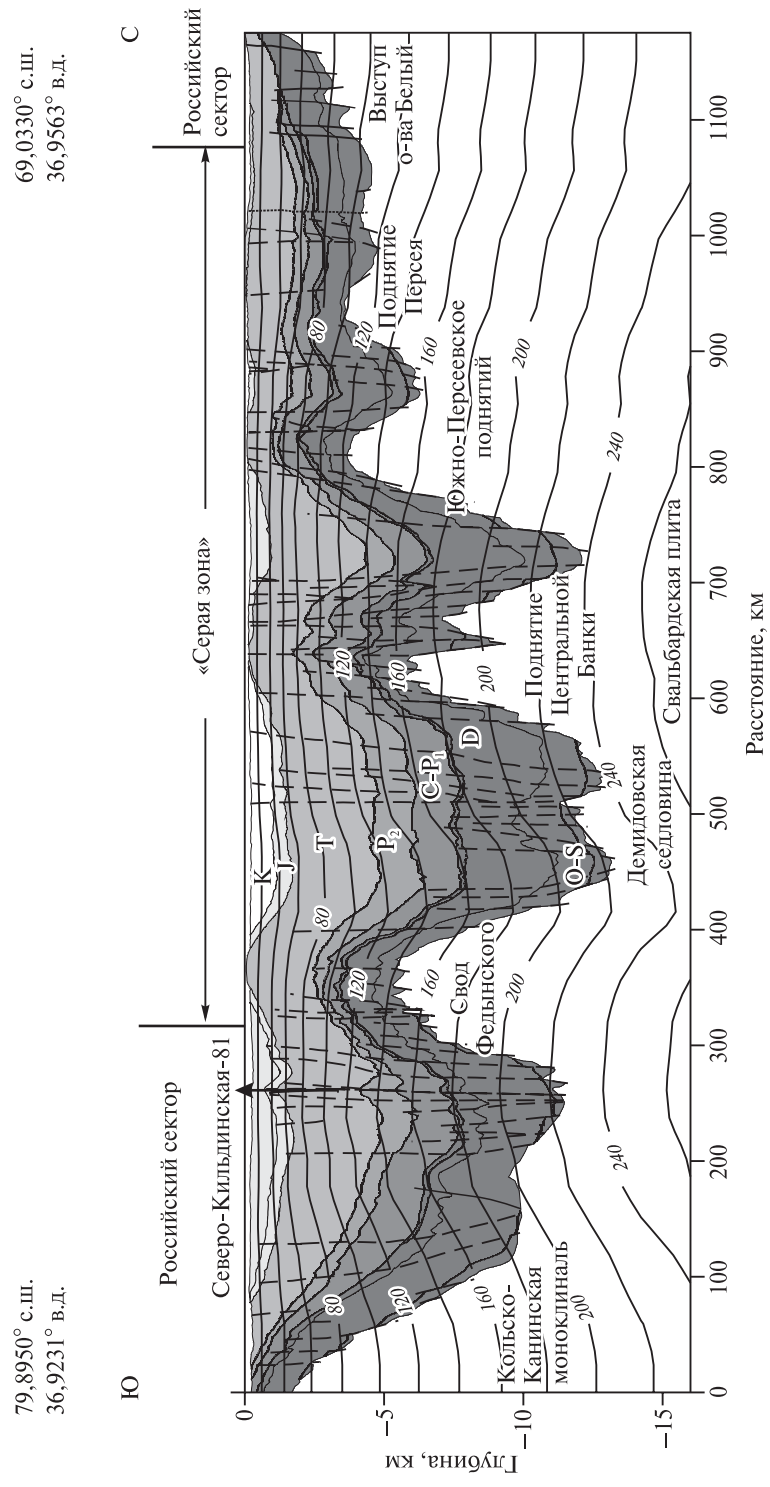


Рис. 4.21. Геолого-геотермический разрез по профилю 4
Условные обозначения см. на рис. 4.18

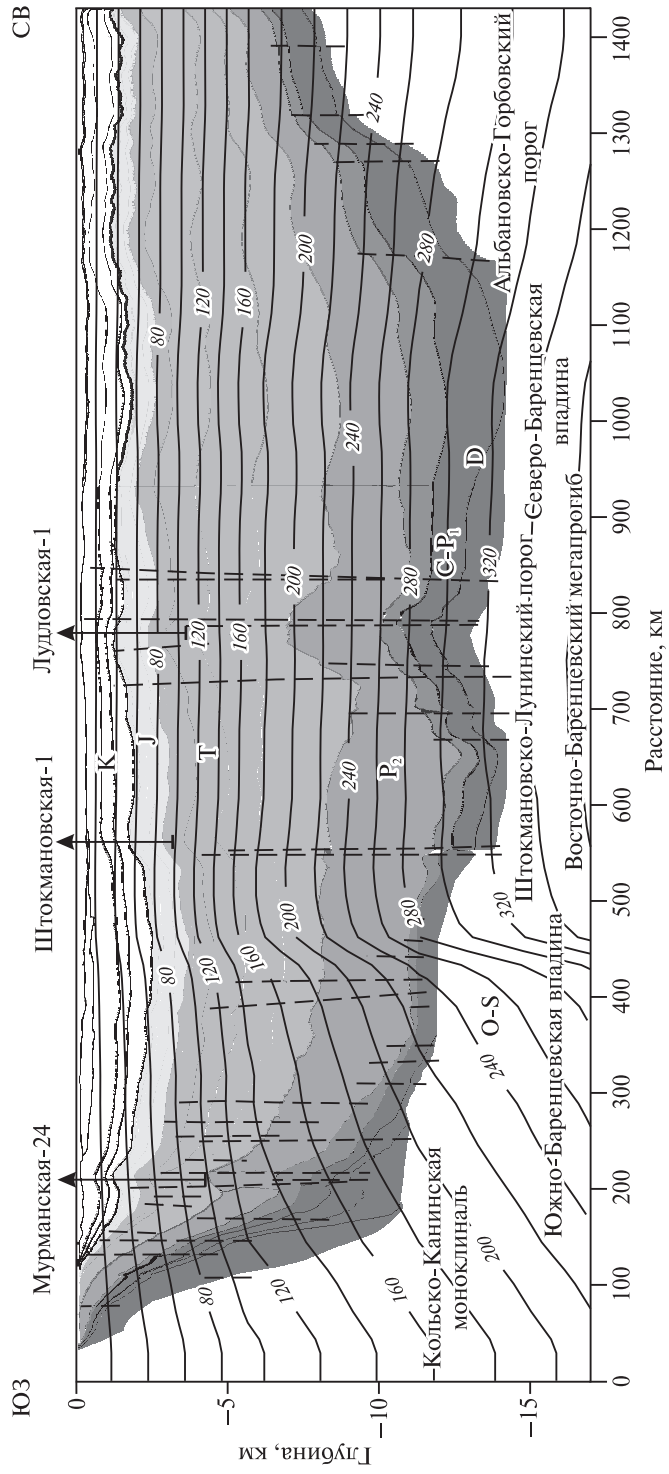


Рис. 4.22. Геолого-геотермический разрез по профилю 7
Условные обозначения см. на рис. 4.18

Профили 5 и 6, расположенные в районе архипелага ЗФИ, слабо обеспечены геотермическими измерениями. Имеется лишь три определения теплового потока в скважинах Северная, Нагурская и Хейса, по которым сделана оценка глубинного теплового потока Л.А. Цыбулей и В.Г. Левашкевичем [1992], составившая 77–80 мВт/м^2. Тем не менее, мы учли результаты 2D-моделирования геотермического поля по этим профилям при построении трехмерной модели теплового поля.

4.3.4. Двухмерные температурные модели вдоль геотраверсов в Карском море

Строение Южно-Карской впадины изучено сейсмическими работами МОВ и МПВ, а также гравимагнитными методами. Результаты этих работ показывают, что впадина представляет собой рифтогенный бассейн мезозойского возраста с заметно утоненной континентальной корой (до 26–30 км) и резко дифференцированной структурой поверхности фундамента. Крупнейшие разломы имеют явно выраженный листрический облик, а амплитуда смещений по ним достигает 3–6 км [Боголепов и др., 2000]. Основные тектонические элементы рифтовой системы сформированы в результате последовательного отрыва крупных клиновидных блоков и пластин консолидированной коры по зонам разломов, выполаживающимся и затухающим в нижнекоровом слое. Растяжение земной коры в Южно-Карской впадине составляет около 20%, что близко к значениям растяжения в рифтогенных Восточно-Баренцевском прогибе и Североморской впадине. Геодинамический режим растяжения всегда сопровождается повышением температур и теплового потока. Именно такой характер геотермического поля наблюдается нами в Южно-Карской впадине.

Южно-Карский седиментационный бассейн, являющийся подводным замыканием Западно-Сибирского мегабассейна, по углеводородному потенциалу является крупнейшим на арктическом шельфе России. Все ресурсы углеводородов приурочены к мезозойским отложениям и представлены в подавляющей своей части газом.

Для описания структуры коры в Карском море было использовано 24 профиля, полученных как в результате глубинного сейсмического профилирования по длинным геотраверсам (10 профилей) (рис. 4.23), так и в результате обработки информации по коротким профилям МОВ (14 профилей) [Поселов и др., 1996].

Вдоль каждого из них был выполнен расчет глубинных температур с помощью программного пакета «TERMGRAF». В качестве граничного условия на нижней границе задавался тепловой поток, измеренный в нескольких разведочных скважинах на акватории: (73–76 мВт/м^2 — в западной части и 53 мВт/м^2 — в восточной части, западнее архипелага Арктического Института), у западного побережья полуострова Ямал (54–58 мВт/м^2)

и на о-ве Белый (54–59 мВт/м²) (см. рис. 4.23). Результаты моделирования по одному из профилей показаны на рис. 4.24.

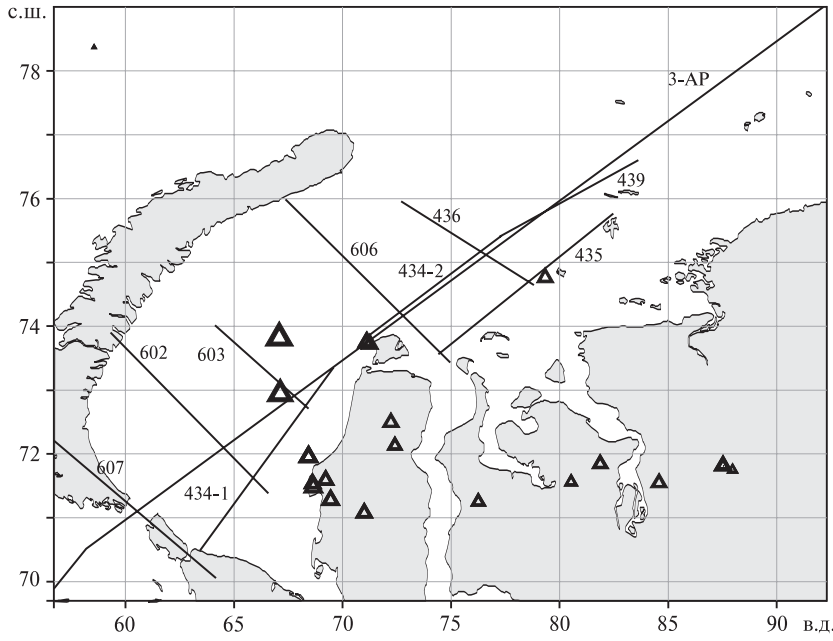


Рис. 4.23. Схема расположения профилей ГСП и их номера, а также точки измерений теплового потока в Карском регионе

Размер треугольников пропорционален величине теплового потока, мВт/м²

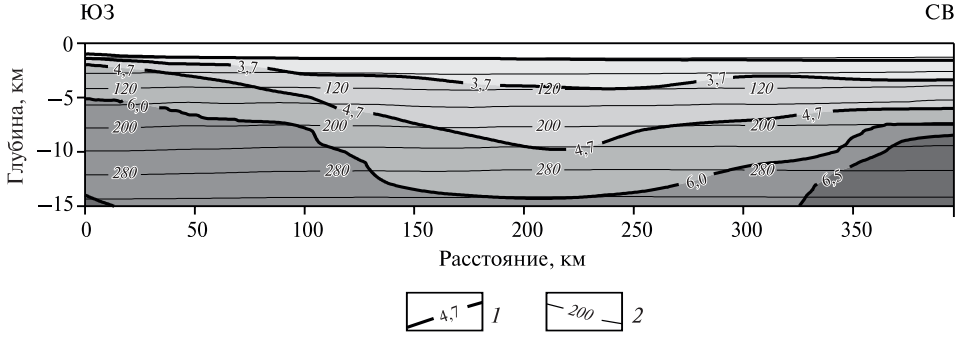


Рис. 4.24. Сейсмический и геотермический разрезы вдоль профиля 434-1 в Карском море

1 — сейсмические границы и значения граничных скоростей, км/с; *2* — изотермы, °С

При расчете использовались значения теплофизических свойств слоев коры, адекватные установленным граничным скоростям (см. табл. 4.5).

Результаты температурного моделирования были размещены в трехмерном плоте для дальнейшего 3D-термотомографического моделирования (рис. 4.25, см. цв. вкл.).

4.3.5. Двухмерные геотермические модели в море Лаптевых

В море Лаптевых выполнен большой объем сейсмических работ МОВ–ОГТ [Иванова и др., 1989; Пискарев и др., 2003; Franke et al., 2001; Казанин, Кириллова-Покровская, 2006; Ким, Евдокимова, 2010; Drachev et al., 2010], структурно-геологическое картирование, сейсмостратиграфическое расчленение осадочного чехла, однако бурение на шельфе пока не проводилось, и поэтому выводы о локализации месторождений являются прогнозными и ориентировочными.

Геотермическое моделирование в геометрии 2D и 3D способно помочь выделить наиболее перспективные районы будущей разведки на шельфе, приуроченные к крупным региональным структурам.

Лаптевоморский шельф, находящийся на континентальной окраине, к которой ортогонально подходит ось спрединга Евразийского бассейна СЛО, имеет типичное для торцевых окраин строение. Как и на окраинах-аналогах, Лаптевский мегарифт имеет внутренние грабены и горсты и террасированные борта.

Активные срединно-океанические хребты подходят к краям континентов, помимо моря Лаптевых, только в районе Калифорнийского залива в Тихом океане и в Аденском заливе в Индийском океане. Торцевые бассейны мезозойских пассивных окраин более многочисленны. Можно упомянуть бассейн Бофорта-Маккензи (J_3-K_1) в Канадской котловине СЛО, грабены Викинг и Центральный в Северном море (J_3-K_1), грабен Бенуэ в Нигерийском бассейне Атлантики (J_3-K_1) [Хаин, 2001], Лабрадорско-Баффинов палеоспрединговый хребет (K_1-P_2) [Chalmers, Laursen, 1995; Дубинин, Ушаков, 2001]. Более древним, позднепермско-раннетриасовым считается Уренгойско-Колтогорский рифт в Западной Сибири [Клещев, Шеин, 2007].

В осадочном выполнении Лаптевского мегарифта широко развиты листрические сбросы. С ними связаны запрокинутые моноклинальные блоки, образующие протяженные ступени на бортах и в глубоких частях рифтов. К моноклинальным ловушкам на таких ступенях приурочено большинство месторождений углеводородов на окраинах-аналогах [Андиева, 2008]. Поэтому можно ожидать высокую концентрацию залежей и в море Лаптевых.

В качестве краевых условий на нижней границе области геотермического моделирования мы использовали значения редуцированного теплового потока, измеренного скважинным или зондовым методом вблизи сейсмических профилей.

Шельфовая часть моря Лаптевых в геотермическом отношении является «белым пятном». Здесь пока не проводились геотермические измерения (пять измерений теплового потока в северной части моря относятся, скорее, к котловине Амундсена и располагаются на глубинах абиссали СЛО). Задать граничные условия второго рода на нижней границе области моделирования в море Лаптевых можно (естественно, с потерей точности моделирования, которая оценивается как 20%) на основании изученного в геотермическом отношении геологического аналога. Таким аналогом, по мнению некоторых исследователей [Chalmers, Laursen, 1995; Gregersen, Bidstrup, 2008], является море Баффина, в котором имеются измерения теплового потока.

Среднее значение теплового потока по десяти измерениям в море Баффина составляет ≈ 42 мВт/м^2. Принимая во внимание, что радиогенная теплогенерация в донных отложениях шельфовых морей незначительна, можно считать, что редуцированный тепловой поток на нижней границе области моделирования будет равен измеренному в дне. Данное значение мы принимали в качестве краевого условия второго рода на нижней границе профилей. Нижняя граница располагалась на глубине от 9 до 15 км в породах кристаллического фундамента, характеризующихся пластовыми скоростями V_p > 4,6 км/с. На верхней границе по метеорологическим данным принималась среднегодовая температура границы «дно–вода», составляющая –0,8 °С [Никифоров, Шпайхер, 1980].

Моделирование проведено вдоль 30 профилей, координаты которых приведены в табл. 4.6 и на рис. 4.26 (см. цв. вкл.).

Вариации температур вдоль геотраверсов (рис. 4.27, *А*, *Б*; см. рис. 4.26) обусловлены рефракцией теплового потока в условиях структурно-теплофизических неоднородностей. Основными контрастными теплофизическими границами являются границы между современными неконсолидированными и консолидированными осадками, а также между осадочным комплексом и кристаллическим фундаментом. На большинстве участков вдоль геотраверсов эти границы представляются пологими (наклон сейсмических отражающих поверхностей не более 2°), не создающими заметных деформаций фонового геотемпературного поля. Исключением является район Усть-Ленского рифта и Трофимовского поднятия, где из-за резкого изменения мощностей осадочных комплексов происходит заметный подъем изотерм. Например, изотерма 100 °С, находившаяся в Южно-Лаптевском прогибе на глубине 5 км (см. рис. 4.27, *А*, *Б*), в Усть-Ленском рифте поднимается до 3,5 км (см. рис. 4.27, *Б*).

Усть-Ленский грабен и Бельковско-Святоносский прогиб представляют собой рифтогенные структуры шельфа, расположенные на продолжении узких периокеанических прогибов, развитых вдоль Баренцево-Карского и Ломоносовского континентальных склонов. Южная депрессия Омолойского прогиба развита на продолжении рифтогенного Северо-Омолойского грабена, структурно продолжающего на шельфе рифтовую долину хребта Гаккеля. К структурам приурочены линейные зоны эпицентров землетрясений и зафиксирован подъем границы М до 27–30, 20–25 и 27 км.

Таблица 4.6. Координаты профилей, использованных для термотомографического моделирования

Номер		Глубина до нижней границы, км	Координаты			
			начало профиля		конец профиля	
п/п	профиля		с.ш.	в.д.	с.ш.	в.д.
1	87723	6	72,8	130,0	73,95	137,1
2	86705	5	74,25	125,1	76,33	135,09
3	87722	6	73,33	119,5	74,62	126,75
4	200503	6	75,67	120,92	74,82	125,34
5	200522	5	74,53	117,53	75,95	122,27
6	700-1	15	78,48	116,0	78,48	115,9
7	700-2	15	79,75	129,2	78,48	116,0
8	700-3	15	79,77	129,28	79,75	129,2
9	701-1	15	77,15	112,61	77,14	112,49
10	701-2	15	77,9	117,9	77,15	112,61
11	701-3	15	79,29	129,11	77,9	117,9
12	701-4	15	79,75	129,2	79,29	129,11
13	708-2	15	76,52	123,55	76,55	123,34
14	708-1	15	76,55	123,34	76,14	116,0
15	707-5	15	78,52	116,0	78,48	116,0
16	707-4	15	78,48	116,0	77,9	117,9
17	707-3	15	77,9	117,9	77,47	119,75
18	707-2	15	77,47	119,75	76,77	122,64
19	707-1	15	76,77	122,64	76,52	123,58
20	704-4	15	79,08	132,37	79,03	132,3
21	704-3	15	79,03	132,3	78,45	132,15
22	704-2	15	78,45	132,15	76,77	122,64
23	704-1	15	76,77	122,64	76,72	122,53
24	702-5	15	79,06	132,79	79,03	132,3
25	702-4	15	79,03	132,3	77,47	119,75
26	702-3	15	77,47	119,75	76,76	114,57
27	702-2	15	76,76	114,57	77,15	112,61
28	702-1	15	77,15	112,61	77,22	112,23
29	708-3	15	76,23	126,06	76,52	123,55
30	800-1	15	77,37	140,73	76,26	126,65

Примечание. При моделировании принимались теплофизические свойства пород, указанные в табл. 4.5.

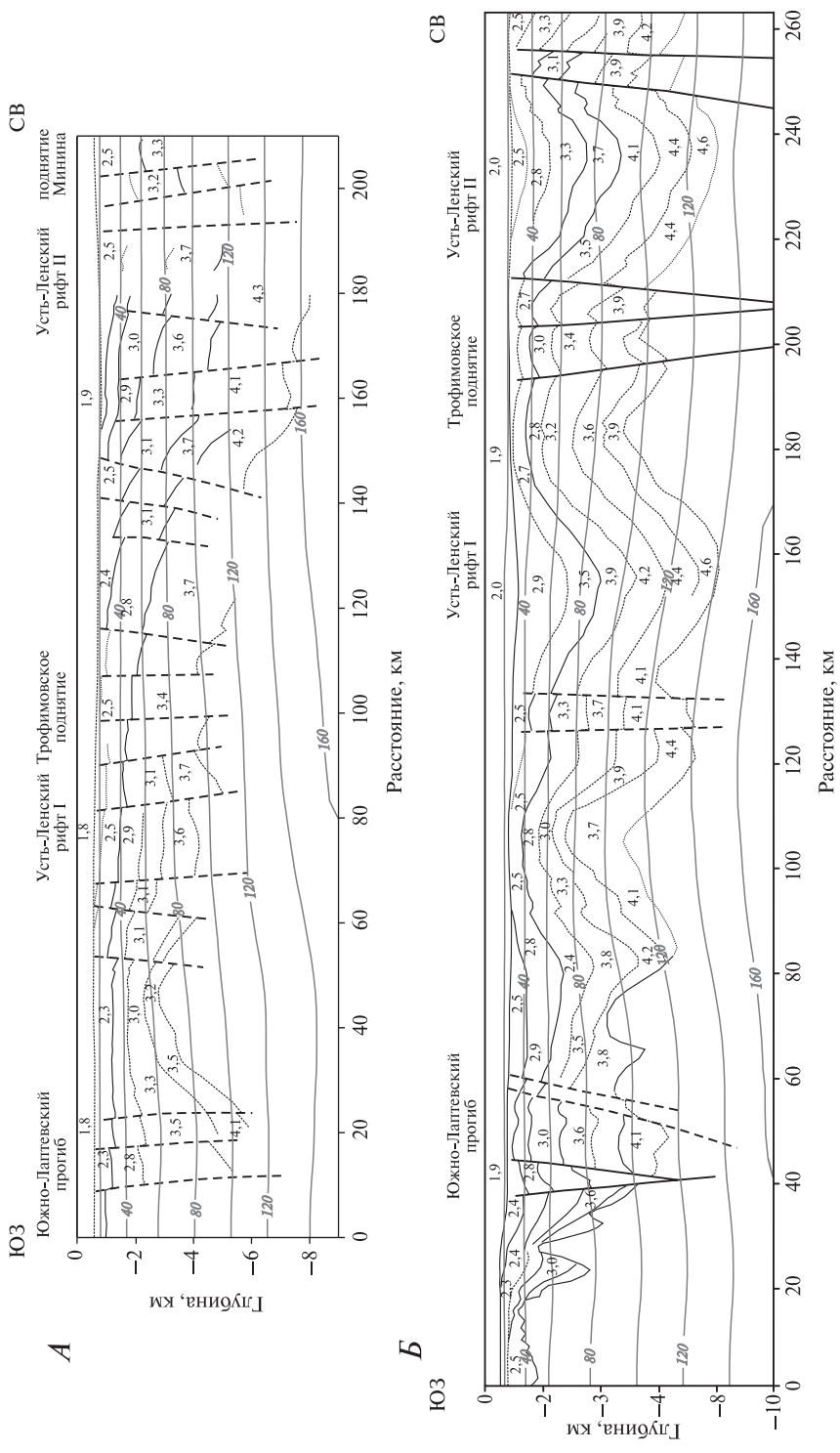


Рис. 4.27. Распределение температур (изотермы в °С) вдоль сейсмических геотраверсов 200522 (*А*) и 87722 (*Б*)
Положение профилей см. на рис. 4.26

4.3.6. Двухмерные геотермические модели в Амеразийском бассейне

В глубоководной части Северного Ледовитого океана измерения теплового потока приурочены к хребту Гаккеля, хребту Ломоносова, котловинам Подводников и Макарова (более 40 измерений).

Структура коры в глубоководной части Амеразийского бассейна (восточнее хребта Ломоносова) изучалась методом отраженных волн в процессе дрейфа на станциях «Северный полюс»: на СП-21 (1973 г.), 22 (1975–1981 гг.), 23 (1978 г.), 24 (1979–1980 гг.), 26 (1983–1985 гг.), 28 (1987–1988 гг.), 31 (1988–1989 гг.). При средней скорости дрейфа льда 3–5 км/сутки, сейсмозондирования выполнялись через каждые 2–4 часа. Система наблюдения представляла собой расстановку из двух сейсмокос, расположенных под прямым углом или крестом. Основные размеры расстановки 1150×1150 м. Шаг между пунктами приема 50 м. На СП-26, -28 и -31 применялась короткая расстановка 550×550 м. Общий объем составил 14 400 км профилей или 35 600 зондирований. По программе «Трансарктика» в 1989–1992 гг. и в 2000 г. в Амеразийском бассейне выполнены работы МПВ–ГСЗ по системе встречных и нагоняющих годографов на трех геотраверсах (два субширотного направления и один субмеридианальный) общей протяженностью 2300 км. Расстояние между регистраторами на геотраверсах СЛО 89-91 (Де Лонга — Северный полюс) и СЛО 92 (хребет Ломоносова) составляло 10 км, а на геотраверсе Арктика-2000 через поднятие Менделеева — 5 км. База наблюдений (длина годографа с информативной записью) достигала 200 км.

По результатам интерпретации данных ГСЗ–МПВ в полосе геотраверсов по мнению авторов доклада (В.Д. Каминский и др., 2003 г., устное сообщение) выявлены типичные для эталонной континентальной коры вертикальная и латеральная расслоенности коры и верхней мантии блока Амеразийского суббассейна, представленного поднятиями Ломоносова, Менделеева и разделяющими их котловинами Подводников. Верхняя кора редуцирована и включает верхний градиентный слой со скоростями 5,8–6,7 км/с. Нижняя кора двухслойная и состоит из верхнего слоя со скоростями 6,8–7,2 км/с и нижнего коро-мантийного слоя со скоростями 7,4–7,7 км/с. Мантия представлена слоями M (7,9–8,1 км/с) и N (8,4–9,0 км/с). Мощность земной коры в блоке изменяется от 22–23 км в котловинах Подводников до 25–26 км на хребте Ломоносова и 34 км на поднятии Менделеева. Авторы полагают, что эволюция литосферы палеоплатформенного блока Амеразийского бассейна связана скорее всего с деструкцией, ступенчатым обрушением и вулканотектонической активизацией.

Таким образом, западная часть Амеразийского бассейна в пределах котловин Подводников имеет достаточную структурно-геологическую и геотермическую изученность для применения термотомографического метода. Непосредственно в котловинах имеется 15 измерений теплово-

го потока (рис. 4.28, см. цв. вкл.) (значения в пределах 65–75 мВт/м^2, однако имеются две точки со значениями более 100 мВт/м^2), выполненных с дрейфующих льдов в разные годы советскими и канадскими исследователями, а также сейсмические профиля (геотраверсы), отработанные как с дрейфующих станций СП, так и в экспедициях на ледоколах.

Расчеты температур в литосфере, а также плотности теплового потока проведены вдоль сейсмических геотраверсов СЛО-92, АРКТИКА-2000 (рис. 4.29, см. цв. вкл.) и СЛО-8991 (рис. 4.30, см. цв. вкл.).

На разрезах хорошо видно, что строение земной коры под котловинами Подводников имеет очень сложный, неоднородный характер. Мощность осадочного чехла изменяется от 5 (котловина Подводников 1) до 1 км (котловина Подводников 2). Соответственно, температура на подошве слоя неконсолидированных осадков в пределах котловин уменьшается в северном направлении от 250 до 150 °С. Мощность складчатого комплекса редуцируется в северном направлении, и в том же направлении уменьшается мощность консолидированной коры (предположительно, базальтового слоя) со скоростями от 6,0 до 7,8 км/с. Температура на подошве коры также уменьшается в северном направлении, что однозначно объясняется уменьшением глубины границы Мохо. Так, в южной части котловины Подводников 1 температура на границе Мохо составляет 750 °С, а в северной части котловины Подводников 2 — 700 °С.

Заметим, что граница Мохо в Амеразийском бассейне не является изотермической, т.е. температура на ней зависит от мощности коры. Этот же результат был получен ранее практически для всех пассивных переходных зон Мирового океана, в отличие от активных конвергентных зон Западной Пацифики [Смирнов, Сугробов, 1980], где был сделан вывод об изотермичности границы М.

В верхней мантии, в пределах твердой литосферы температура градиентно нарастает от 700–750 до 1200 °С на глубине 42–45 км. Кровля термической астеносферы, приуроченная к изотерме 1250 °С с учетом *PT*-условий для данной глубины, проявляется на глубине 50 км.

Таким образом, мы прогнозируем мощность литосферы под котловинами Подводников, равную 50 км. Это несколько меньшая мощность, чем у литосферы абиссальных котловин Мирового океана (70–80 км), но типичная для пассивных континентальных окраин атлантического типа. Именно такие оценки мощности литосферы были получены в Ангольской, Бразильской и Канарской континентальных окраинах при исследованиях теплового поля на трансатлантических геотраверсах [Мащенков и др., 1998; Подгорных, 1986]. Полученные данные позволяют констатировать отсутствие новейшей тектономагматической активности в районе котловин Подводников.

Анализ фонового теплового потока показал, что внутри литосферы котловин Подводников он составляет 60–70 мВт/м^2. Имеется тенденция некоторого увеличения фонового теплового потока вкрест простирания котловин. Так, под хребтом Менделеева он достигает 80 мВт/м^2.

Однако это вполне объяснимо влиянием структурно-теплофизических неоднородностей из-за пониженной теплопроводности неконсолидированных осадков котловин по сравнению с обнажающимся складчатым комплексом хребта Менделеева, обладающим более высокой теплопроводностью.

Котловины Подводников, исходя из имеющихся данных о строении земной коры, а также на основании моделирования толщины литосферы, можно рассматривать как структуры пассивной континентальной окраины Атлантического типа.

Анализ термического режима литосферы этих структур не позволяет говорить о проявлениях новейшей тектонической активности. По-видимому, котловины Подводников сформированы на месте континентального блока, существовавшего в геологическом прошлом, при прогибании верхней части литосферы.

По своей тектонической структуре Западно-Арктический регион является типичной мозаичной областью, что не позволяет для него остановиться на методике двухмерного геотермического моделирования, которое по сравнению с трехмерной моделью с теми же геотермическими параметрами и геометрией дает априорную систематическую погрешность в 10–15%. В связи с этим полученные результаты расчета глубинных температур не распространяются за пределы створа профиля. Переход к трехмерному моделированию в Арктических осадочных бассейнах являлся неизбежной необходимостью.

4.4. Трехмерное моделирование геотермического поля в арктических осадочных бассейнах

Для того чтобы перейти к трехмерной модели, все профильные створы помещались на единый трехмерный плот в координатах «широта–долгота–глубина» (см. рис. 4.8, 4.25, 4.26). Точность расчетов оценивалась по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей. Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешности глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей на примере геотемпературной модели для Баренцева моря, показал, что она составляет ±100 м, что при средней глубине расчета температур 20 км составляет относительную погрешность 0,5%.

Особенностью трехмерного моделирования является установление температур, а следовательно, и всех остальных геотермических параметров в геометрии «широта–долгота–глубина» для всего региона. С помощью объемной интерполяции программы «TECPLOT» мы получили трехмерную картину распределения температур на всю глубину исследо-

вания (до 20 км — в Баренцевом море, до 15 км — в Карском и также — в море Лаптевых) и для всего региона. Аналогичная процедура была применена и для рисовки трехмерной картины распределения теплового потока. Программа позволяет построить глубинные срезы температур и тепловых потоков на любой глубине, а также изотермические поверхности.

Проанализируем полученные результаты моделирования в Западно-Арктическом бассейне.

Наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря, прилегающих к п-ову Канину, о-ву Колгуев и архипелагу Новая Земля, а также в Южно-Карской впадине (рис. 4.31, см. цв. вкл.). Это естественно вызывает появление температурных аномалий на глубинных срезах. Величина аномалий температуры относительно фоновых значений изменяется от +20 °С на глубине 3 км (при фоновых температурах 90–100 °С) до +40 °С на глубине 5 км (при фоновых температурах 125–140 °С). Однако эти аномалии связаны не с высоким глубинным тепловым потоком в этом районе, а с относительно пониженной теплопроводностью разреза, так как в сторону континента увеличивается мощность сравнительно низкотеплопроводного гранитно-метаморфического слоя. Тем не менее, юго-восточная и восточная части Баренцева моря характеризуются подъемом изотермических поверхностей, в том числе и тех, которые контролируют температурный интервал катагенеза углеводородного вещества. С этим, по-видимому, связана приуроченность уже открытых нефтегазовых месторождений именно к «температурному куполу» на юго-востоке и востоке моря, что хорошо иллюстрируется рис. 4.31 и 4.32 (см. цв. вкл.).

Мы не исключаем возможности нахождения месторождений в других частях Баренцева моря на большей глубине. Пользуясь теми же интерпретационными критериями о приуроченности месторождений к температурному интервалу катагенеза, можно предположить их нахождение на глубинах 6–8 км в юго-западной и западной частях моря (профили МПВ-8, ГСЗ-76, 89000) и на глубинах 5,5–7,0 км — в северо-западной части (профили МПВ-83, 84103, МПВ-95).

По-видимому, сходная ситуация существует и в Карском море — термический купол Южно-Карской впадины пространственно совпадает с локализацией крупнейших месторождений углеводородов — Русановским и Ленинградским месторождениями (см. рис. 4.31)

Анализируя трехмерную температурную модель, можно видеть подъем изотерм на всем интервале глубин (до 15 км) в Южно-Карской впадине, что свидетельствует о существовании аномалии теплового потока, протягивающейся вдоль меридиана 66° в.д., от центра Байдарацкой губы на север. Это согласуется с измерениями повышенного по сравнению с фоновым теплового потока в скважинах на Русановском и Ленинградском месторождениях (73 и 76 мВт/м^2). По результатам моделирования температура на глубинных срезах 3, 4 и 5 км уменьшается от указанного ме-

ридиана в восточном направлении на относительную величину 10 °С, и на меридиане 70° в.д., в районе Белоостровской впадины, изотермы уже лежат горизонтально, что характеризует фоновый геотермический режим. Значение теплового потока в центре Ямала составляет 53 мВт/м^2, что заметно ниже теплового потока на акватории Южно-Карской впадины и на западном побережье полуострова.

Трехмерное геотермическое моделирование позволяет прогнозировать глубину поверхностей, ограничивающих интервал возможного нахождения углеводородных залежей, и этим оно отличается от двухмерного моделирования, которое не позволяет «заглянуть» за линию профиля. Особенно сильные различия в результатах оценки перспектив нефтегазоносности по геотермическим данным могут быть в случае изометричных, а не линейных структур. При изометричности, которая характерна для осадочных бассейнов Западно-Арктического региона, оценки глубин нахождения катагенетических температур по двухмерной модели дают значения относительного расхождения с оценками по трехмерной модели на 10–15%. Этот факт не требует специальных доказательств, так как хорошо известен из классических работ по теории теплопроводности (см., например, [Карслоу, Егер, 1964]).

На шельфе Западно-Арктических морей выявляется единая тенденция приуроченности крупных месторождений углеводородов к зонам повышенного термического потенциала. Этот факт можно использовать как дополнительный признак при поисково-разведочных работах на арктическом шельфе.

Физический смысл связи расположения термических куполов и площадей нефтегазоносности заключается в том, что купола могут появиться только при сосуществовании двух факторов: при наличии контраста теплопроводности внутри слоев осадочного чехла и при отклонении залегания слоев от плоско-параллельного, т.е. в условиях структурно-теплофизических неоднородностей. Этим объясняется то, что распределение температурного поля фактически отражает локализацию структур-ловушек.

Метод термотомографии может применяться при любом масштабе исследований — от всего осадочного бассейна до локальной структуры. В первом случае он может рассматриваться как прогнозный, а во втором — как поисково-разведочный. Естественно, мы отдаем себе отчет в том, что эта методика не должна применяться автономно, а только как дополнительный метод в комплексе геолого-геофизических работ на углеводородное сырье.

Реализация термотомографического метода основана на применении комплекса компьютерных программ, часть из которых разработана при непосредственном участии авторов, а часть — адаптирована для решения задач по объемному геотермическому моделированию из готовых фирменных программных продуктов.

Для реализации метода необходима информация о структуре разреза, получаемая по данным бурения и/или сейсмического профилирования, а

также о величине фонового теплового потока для конкретного региона, что позволяет нам задать краевые условия для последующего численного моделирования.

Изучение геотермического поля Западно-Арктического шельфа (Баренцево и Карское моря) показало, что как в температурном поле, так и в значениях плотности теплового потока этих акваторий наблюдается широкий разброс данных, объясняемый нами особенностями тектонической истории региона, существованием структурно-теплофизических неоднородностей и новейшими тектоническими проявлениями: рифтогенезом и деструкцией континентальной коры на окраине шельфа [Хуторской и др., 2003, 2008, 2009].

Вместе с тем, была выявлена тесная пространственная связь локализации месторождений углеводородов и неоднородностей геотемпературного поля: практически все открытые месторождения были приурочены к зонам подъема изотерм в осадочном чехле, к так называемым термическим куполам [Хуторской и др., 2008]. Эта пространственная корреляция, как показали дальнейшие исследования [Хуторской и др., 2010], проявлялась не только в Западно-Арктическом осадочном бассейне, но и в других разнотипных и разновозрастных бассейнах Северной Евразии. Она оказалась настолько убедительной, что мы предположили возможность использования «термических куполов» как поискового признака при прогнозировании нефтегазоносности в неразбуренных или слабо изученных в поисковом отношении регионах.

Море Лаптевых является одним из таких регионов. Здесь выполнены: большой объем сейсмических работ МОВ–ОГТ, структурно-геологическое картирование, сейсмостратиграфическое расчленение осадочного чехла; однако бурение на шельфе пока не проводилось, и поэтому выводы о локализации месторождений являются прогнозными и ориентировочными.

Геотермическое моделирование в геометрии 2D и 3D способно помочь выделить наиболее перспективные районы будущей разведки на шельфе, приуроченные к крупным региональным структурам.

Для построения 3D-геотемпературной модели все профили были помещены в трехмерный плот (см. рис. 4.26), а затем проведена их объемная интерполяция (рис. 4.33).

На рис. 4.33 хорошо выражено три «температурных купола». Первый — приурочен к Усть-Ленскому грабену, в плане протянувшемуся от северо-восточной оконечности дельты Лены до Баренцево-Карского континентального склона. Второй — к южной депрессии Омолойского прогиба (севернее губы Буор-Хая) и третий — к Бельковско-Святоносскому грабен-прогибу, расположенному непосредственно восточнее о-ва Столбового. Максимальная мощность чехла в этих отрицательных структурах соответственно составляет 12, 11 и 7,5 км. По комплексу геологических признаков и аномальным содержаниям УВ-газов в донных осадках Усть-Ленский грабен и Омолойский прогиб рассматриваются в качестве перспективных нефтегазоносных структур [Хуторской и др., 2011].

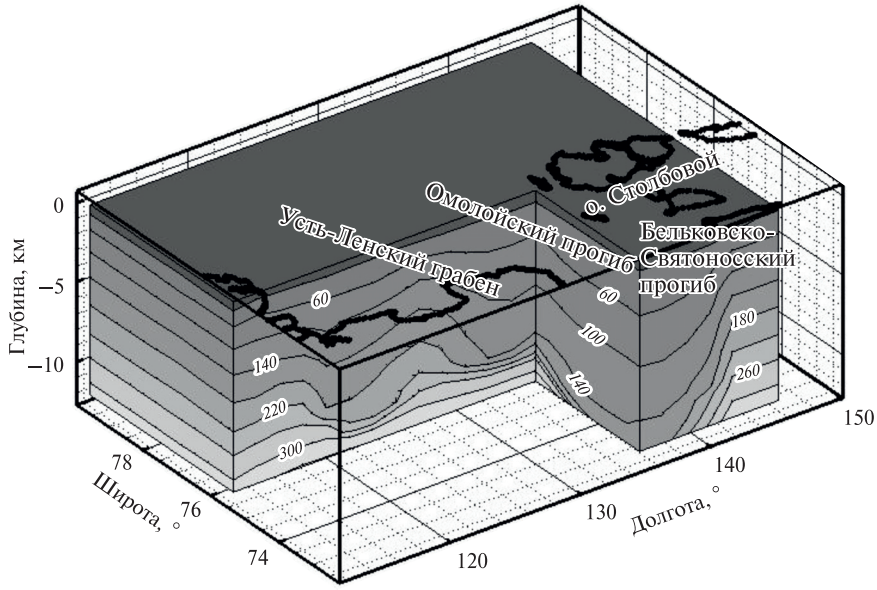


Рис. 4.33. 3D-геотемпературная модель (в °С) Моря Лаптевых

Усть-Ленский грабен и Бельковско-Святоносский прогиб представляют собой рифтогенные структуры шельфа, расположенные на продолжении узких периокеанических прогибов, развитых вдоль Баренцево-Карского и Ломоносовского континентальных склонов. Южная депрессия Омолойского прогиба развита на продолжении рифтогенного Северо-Омолойского грабена, структурно продолжающего на шельфе рифтовую долину хребта Гаккеля. К структурам приурочены линейные зоны эпицентров землетрясений и зафиксирован подъем границы М до 27–30, 20–25 и 27 км.

Таким образом, в море Лаптевых, так же, как и в шельфовых бассейнах Западно-Арктического региона, намечается отчетливая связь между термическими куполами и рифтогенными структурами, перспективными в нефтегазоносном отношении.

4.5. Сравнение термической структуры литосферы Западно-Арктического региона и осадочных нефтегазоносных бассейнов Северной Евразии

Отмеченные закономерности, т.е. связь локализации месторождений углеводородов с «термическими куполами» может рассматриваться как поисковый признак лишь в том случае, если такая же тенденция проявится в других осадочных бассейнах.

В этой связи важным исследованием являлось построение трехмерных моделей для других нефтегазоносных бассейнов и проведение соответствующего сравнительного анализа.

Нами были выбраны наиболее изученные в геотермическом отношении бассейны Северной Евразии, рассмотрены особенности распределения в них теплового потока и проведено двух- и трехмерное моделирование глубинных температур. Таким образом, методически исследования проводились по единой для всех бассейнов схеме, что дало возможность для сравнительного анализа.

4.5.1. Прикаспийский бассейн

Бассейн традиционно выделяется в границах солянокупольной области. Его северо-западным ограничением служит предкунгурский тектоноседиментационный уступ с амплитудой до 1500 м, который непрерывно протягивается в субмеридиональном направлении от г. Котельниково на юге через Волгоград до Саратова на севере, а далее резко поворачивает на восток, проходя по широте Уральска до Оренбурга. С востока впадина ограничена складчатыми структурами Урала, с юго-востока — Южно-Эмбинским палеозойским приразломным поднятием и с юго-запада — Донбасс-Туаркырской системой инверсионных поднятий [Хуторской и др., 2004]. В очерченных границах Прикаспийская впадина оформилась как замкнутый бассейн только к концу ранней перми, когда были образованы орогенный пояс Урала на ее восточных границах и инверсионное поднятие на месте Донбасс-Туаркырской рифтовой системы. До этого момента различные ее части входили в состав разных седиментационных бассейнов. Западная половина впадины была составной частью осадочного бассейна, непрерывно развивавшегося с позднего рифея, а юго-восточная часть являлась вплоть до начала девона частью крупной орогенической области. В девоне и раннем карбоне всю территорию впадины занимала обширная область седиментации, которая в палеогеографическом отношении представляла собой шельфовую окраину глубоководного бассейна окраинноморского типа. Последний располагался перед фронтом зоны субдукции, разделявшей Восточно-Европейский континент и Уральский океан.

Информация о температурах в скважинах Прикаспийской впадины начала накапливаться еще в довоенные годы при разведке Южно-Эмбинской нефтеносной провинции. Здесь на месторождениях Доссор, Таскудук, Макат, Сагиз и некоторых других были пробурены скважины, в которых в 1938–1940 гг. были получены оценки температур на глубинах до 2 км. Первые же обобщения термометрических данных позволили сделать вывод о неоднородности геотермических градиентов и о приуроченности повышенных их значений к антиклинальным, а пониженных — к синклинальным структурам [Ковнер, 1941]. Несколько позже С.С. Ковнер на примере Южно-Эмбинских структур [Ковнер, 1947] дал теоретическое обоснование применению терморазведки для поисков погребенных куполов.

Несмотря на массовую термометрию скважин Прикаспийской впадины, обобщений таких данных относительно мало. Можно указать на работы И.Б. Дальяна, Ж.С. Сыдыкова и других авторов по восточной части впадины [Дальян, Посадская, 1972; Дальян, Сыдыков, 1972; Гидрогеотермические условия..., 1977], В.С. Жеваго — по центральной и восточной частям впадины [Жеваго, 1972], А.В. Дружинина — по западной части [Дружинин, 1961].

Основной объем фактических данных по геотермии региона был собран в период составления Геотермической карты СССР [Геотермическая карта.., 1972] и находился в архивах лаборатории геотермии Геологического института АН СССР в виде копий термограмм. Этот материал, а также данные, опубликованные позднее, явились основой для наших исследований.

На первом этапе была сделана географическая привязка скважин, оценено время выстойки скважин после окончания бурения, проведена оцифровка термограмм и составлена база данных с графическим приложением. В результате этой работы была получена информация о температурах в 115 скважинах региона, в том числе в 16 глубоких (4 км и более) (рис. 4.34). Структурно-теплофизические неоднородности создают в пределах Прикаспийской впадины латеральные и вертикальные вариации геотермического градиента и плотности теплового потока, поэтому оценка их фоновых значений путем простого осреднения данных затруднительна и должна идти по пути детального рассмотрения особенностей температурного поля буквально в каждой скважине.

Следует также учесть мозаичный характер тектонических неоднородностей во впадине, особенно в ее наиболее обширной центральной части, выделяемой как Центрально-Прикаспийская депрессия. Здесь купола имеют округлую форму, поэтому применение к ним методов двухмерной аппроксимации теплового поля вносит априорную погрешность. В первом приближении двухмерная аппроксимация распределения параметров теплового поля возможна лишь в прибортовых частях впадины, где преобладающие соляные структуры — это соляные валы и гряды [Дальян, Посадская, 1972]. В связи с этим, мы применили методы трехмерного моделирования и отображения геотермического поля для всей территории Прикаспийской впадины.

Основой для построения трехмерной картины распределения температур и других геотермических параметров явились данные о термометрии скважин, а также измерения теплопроводности основных литологических групп: терригенных пород, сульфатов, галита, вскрытых при бурении.

Для построения изотерм в трехмерной геометрии были использованы скважины с наиболее надежными (равновесными) данными о распределении глубинных температур.

Трехмерная интерполяция проводилась по сетке произвольной конфигурации. В нашем случае была использована неравномерная сетка, «привязанная» к координатам скважин и к простиранию сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двумерные расчеты глубинных температур. Параметры интерполяции задавались таким образом, чтобы избежать необоснованных фактическими данными скачков глубинных температур в межскважинном и межпрофильном пространстве.

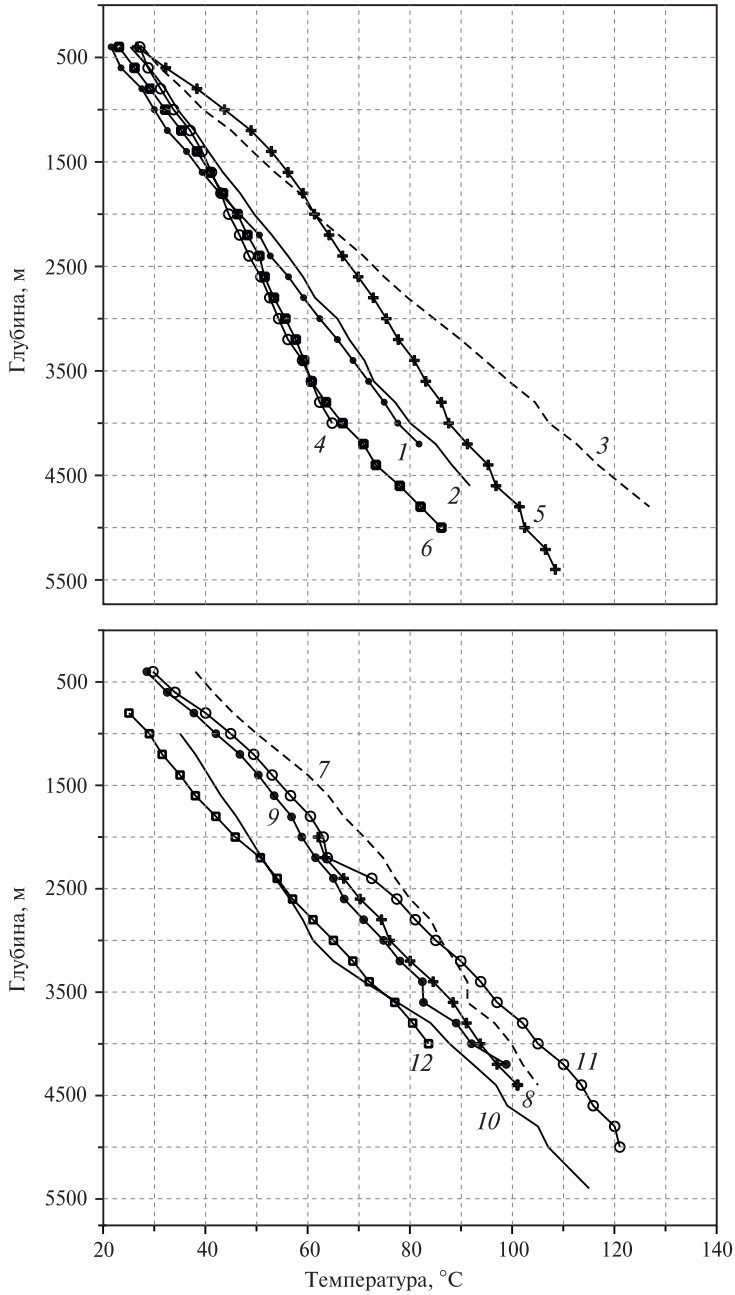


Рис. 4.34. Термограммы некоторых глубоких скважин в Прикаспийской впадине

Скважины: *1* — Блаксай-89п; *2* — Каратюбе-34; *3* — Каратюбе-35; *4* — Кумсай-2; *5* — Биикжал-СГ2; *6* — Курсай-4; *7* — Терескен-1п; *8* — Тепловская-1п; *9* — Западно-Тепловская-2п; *10* — Ташлинская-25п; *11* — Аралсорская-СГ1; *12* — Хобдинская-1

Из анализа рис. 4.35, *А* (см. цв. вкл.) видно явное повышение температуры на глубинных срезах с северо-востока на юго-запад. Так, в восточной части впадины на границе с Мугоджарами, температуры на глубине 2 и 3 км составляют соответственно 40–45 и 60–65 °С, а в районе Южной Эмбы и Мангышлака на тех же глубинах — 55–60 и 70–75 °С. Это в первом приближении согласуется с выводом о снижении теплового потока в восточной части Прикаспийской впадины, причиной которого являются нестационарные процессы экранирования глубинного теплового потока, проявившиеся на Южном Урале и в Мугоджарах [Хуторской, 1996б].

Сходная картина наблюдается и в распределении геотермического градиента в интервале глубин 0–2 км. В том же юго-западном направлении его значения повышаются с 15 до 40–45 мК/м. Кажется, что уже на глубине 3–4 км величина градиента стабилизируется для всего региона на уровне 25–35 мК/м. Это явление можно интерпретировать по-разному. Во-первых, это можно объяснить стабильностью мощностей и теплопроводностей терригенных пород межкупольных впадин и подсолевого комплекса. Во-вторых, можно принять точку зрения некоторых исследователей геотермии Урала [Kukkonen et al., 1997; Щапов, 2000; Щапов и др., 1997], указывающих на повышение геотермических градиентов с глубиной на Южном и Среднем Урале по данным измерений в Уральской сверхглубокой скважине СГ-4, пробуренной на западном крыле Тагильского синклинория. Таким образом, величина геотермического градиента в зоне сочленения Мугоджар и Прикаспийской впадины на глубинах более 3 км становится такой же, как и в центральной части впадины.

Другая трехмерная температурная модель была рассчитана для интервала глубин 0–50 км, включающего всю кору в Прикаспийской впадине (см. рис. 4.35, *Б*). Для ее построения мы использовали данные о структуре и пластовых скоростях сейсмических волн вдоль профилей в пределах впадины [Сейсмические модели..., 1980; Осадочный чехол..., 1984; Неволин и др., 1993; Булин, Егоркин, 2000].

В соответствии с сейсмическим разрезом были приняты значения теплофизических свойств пород, которые использовались для расчета значений глубинных температур и теплового потока (табл. 4.7).

Как видно из таблицы, основными контрастными комплексами в разрезе являются соль и эклогиты. Появление последних в низах коры является отличительной особенностью Центрально-Прикаспийской депрессии [Волож, 1991]. Эклогиты ассоциируются с линзой высокоскоростных пород (7,9–8,1 км/с) мощностью до 10 км. При моделировании на нижней границе разреза принимались граничные условия второго рода, т.е. задавался постоянный тепловой поток, значение которого было адекватно измеренному фоновому значению в глубоких скважинах этого региона за вычетом радиогенной теплогенерации в земной коре (см. табл. 4.7). Этот редуцированный тепловой поток составлял 23 мВт/м^2. На верхней границе задавалась постоянная температура — температура «нейтрального слоя», которая была рассчитана из анализа зависимости забойных температур от глубины скважин (рис. 4.36).

Таблица 4.7. Теплофизические параметры, принятые для моделирования геотермического поля

Структурно-формационный комплекс	Температуропроводность, $n \cdot 10^{-7}$ м²/с	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Теплогенерация, мкВт/м³
Надсолевой комплекс терригенных пород	5,0	2,0	1,5
Каменная соль	12,0	5,3	0,4
Подсолевой комплекс терригенных пород	7,0	2,3	1,3
Метаморфический комплекс ($V_{гр}$ = 6,6 км/с)	8,0	2,5	1,5
Геофизический гранитно-метаморфический слой	6,0	2,5	1,8
Геофизический базальтовый слой	8,0	2,9	0,3
Эклогиты	10,0	3,2	0
Верхняя мантия	10,0	3,4	0

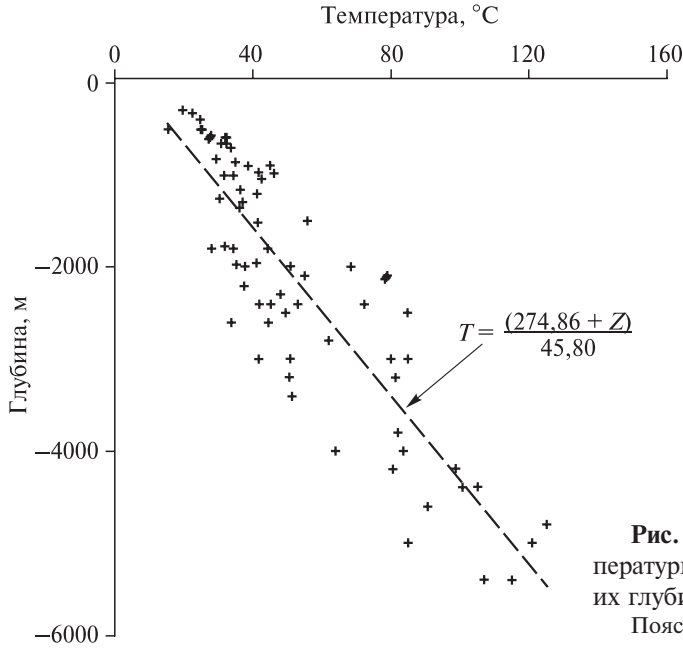


Рис. 4.36. Зависимость температуры T на забое скважин от их глубины Z

Пояснения см. в тексте

Линейный фитинг данных позволил вывести формулу регрессии, связывающую температуру (T) и глубину забоя (Z):

$$T = \frac{274{,}86 + Z}{45{,}80}. \qquad (2)$$

Если принять $Z = 0$, то $T = 6$ °С. Примерно такая температура была реально зафиксирована на «нейтральном слое» (на глубине 20–30 м) при термозондировании.

С помощью регрессионной зависимости было также рассчитано значение среднего геотермического градиента в интервале глубин скважинных измерений (21,8 мК/м). На боковых границах области моделирования соблюдалось условие отсутствия латерального оттока тепла, т.е. $\partial T/\partial x = 0$.

Построение трехмерной матрицы температур основано на объемной интерполяции всех полученных численных данных, т.е. измерений по скважинам и расчетных геотермических данных по сейсмическим профилям. Как показало сравнение эмпирических и расчетных данных для скважин, лежащих на линии профилей, или для створов пересечений профилей, невязка в определении глубины нахождения одноименных изотерм весьма невелика. Она составляет всего ±50 м при глубинах до 5 км или ±150 м при глубинах до 40 км. Таким образом, относительная погрешность модельной аппроксимации фактических данных не превышает 1%.

Температуры в земной коре до глубины 50 км проявляют ту же тенденцию, что и в интервале бурения скважин, т.е. они плавно увеличиваются в юго-западном направлении (см. рис. 4.35, *Б*). В восточной части впадины на границе М температура составляет 400 °С, т.е. такая же, как и под складчатыми сооружениями Южного Урала и Мугоджар [Хуторской, 1996б], а в Центрально-Прикаспийской депрессии, и особенно в районе Южной Эмбы, на границе М достигается температура 450–500 °С.

От меридиана Мугоджар в западном направлении изотермы, поднимаясь, образуют несколько куполов, вершины которых приурочены к районам Южной Эмбы, сора Мертвый Култук и Северного Мангышлака, а также Астраханского и Бузулукского сводовых поднятий (рис. 4.37, см. цв. вкл.). Заметим, что отмечавшаяся нами ранее пространственная корреляция температурных куполов и зон промышленной нефтегазоносности проявляется и в данном случае, так как названные районы России и Республики Казахстан — это районы интенсивной добычи углеводородного сырья.

4.5.2. Припятский бассейн

Припятский субширотный бассейн расположен в одноименном прогибе между Белорусской и Воронежской антеклизами и разделяющей их Жлобинской седловиной — на севере и Украинским щитом — на

юге. Протяженность его составляет 280 км и ширина до 150 км. Он входит в состав планетарного пояса разломов — Сарматско-Туранского линеамента, простирающегося в северо-западном направлении от отрогов Гиссарского хребта на востоке, проходя южнее Прикаспийской впадины, до Подлясско-Брестского прогиба — на западе [Айзберг и др., 1971]. Этот линеамент как бы соединяет два крупнейших соленосных бассейна — Восточно- и Западно-Европейские.

Припятский прогиб ограничен с севера и юга мантийными разломами. Внутри него также прослеживается ряд субширотных разломов, некоторые из которых, особенно в северной части, имеют мантийную природу [Айзберг и др., 2007].

Прогиб сформировался в позднем палеозое. Он выполнен главным образом отложениями от среднедевонского до среднетриасового возраста. Максимальная мощность платформенного чехла составляет 5,5–6,0 км. В разрезе чехла выделяются две соленосные толщи верхнедевонского возраста — нижняя и верхняя, разделенные карбонатно-глинистой межсолевой толщей. Наибольшее развитие получила верхнесолевая толща. Ее максимальная мощность, достигающая 3 км, установлена вблизи северного борта прогиба [Айзберг и др., 2007]. В центральной части мощность колеблется от 0,6 до 2,5 км, на юге она составляет 0,7–2 км. Мощность нижней соленосной толщи в несколько раз меньше, чем верхней. Верхняя солевая толща, в отличие от нижней, характеризуется ярко выраженной соляной тектоникой с хорошо развитыми соляными куполами, штоками и валами.

Накопление эвапоритовых толщ происходило в глубоководном трансгрессирующем море и сопровождалось активными блоковыми подвижками по субширотным разломам, а также проявлением вулканической деятельности в северо-восточной части прогиба и в прилегающих районах. Здесь сформировались осадочно-вулканогенные и щелочно-базальтовые формации, синхронные по времени образования с эвапоритовыми толщами [Геология Беларуси, 2001].

Таким образом, история развития, геологическое строение, характер разломной тектоники Припятского прогиба позволяют считать, что морской бассейн был средой для осадконакопления не только продуктов сноса материала с окружающей суши, но и в значительной мере глубинного вещества, поступающего в бассейн по проницаемым разломам, особенно в периоды накопления соленосных толщ. Некоторые разломы не только проявили свою активность в процессе развития Припятского прогиба, но и сохраняют ее до настоящего времени, что отражается в характере геотермического поля.

Геотермическая характеристика прогиба основывается на многочисленных измерениях температуры в скважинах (более 200 глубоких скважин). Основная часть скважин располагается в северной зоне прогиба. В меньшей степени изучен юг рассматриваемой структуры. В большинстве из них выполнен расчет теплового потока [Пархомов, 1985; Цыбуля, Левашкевич, 1990]. На рис. 4.38 приведены термограммы, измеренные

в разных зонах: северной, центральной и южной. Можно видеть отличие конфигурации термограммы северной зоны (скважины Вишанская, Чкаловская, Озаричевская) от двух последних, что свидетельствует о различии в геотермической обстановке. Это находит отражение и в плотности теплового потока. Так, в южной прибортовой зоне он составляет в среднем 45–50 мВт/м^2, а в северной — 60–75 мВт/м^2.

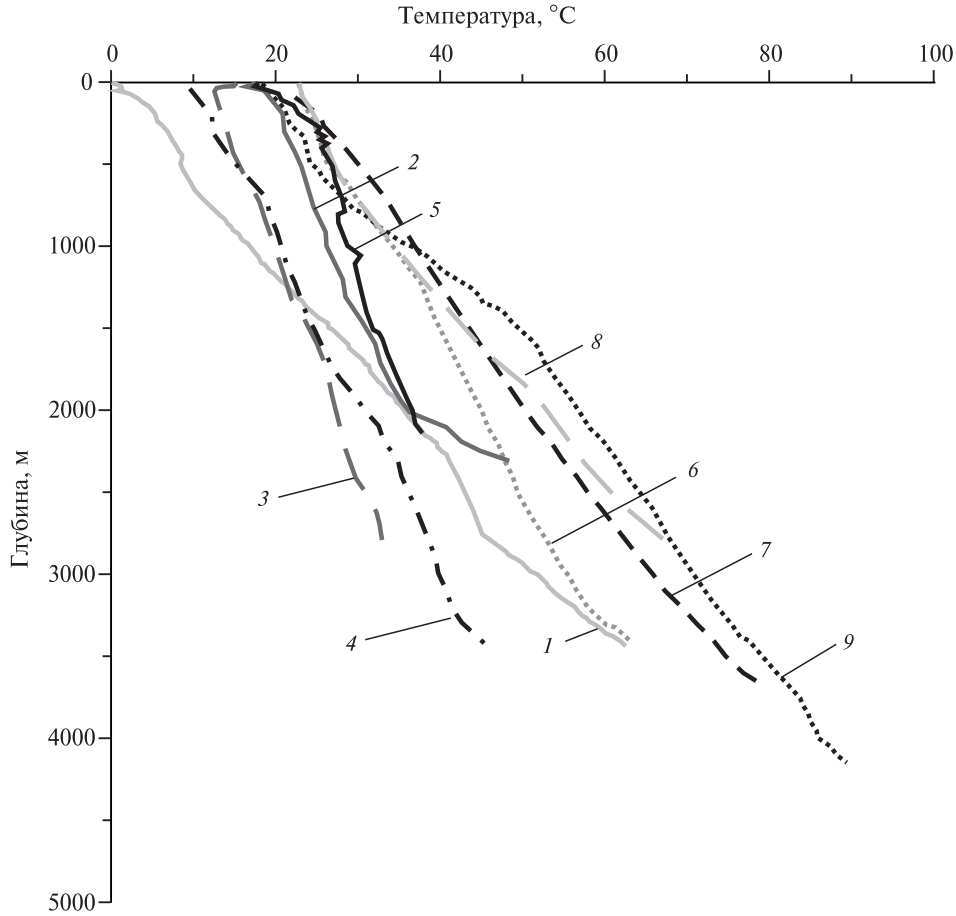


Рис. 4.38. Термограммы глубоких скважин Припятского бассейна

Скважины: *1* — Озаричевская-1, *2* — Малодиловская-17, *3* — Скрыгаловская-2, *4* — Северо-Скрыгаловская-2, *5* — Туровская-3, *6* — Хобнинская-2, *7* — Хобнинская-7, *8* — Вишанская-50, *9* — Чкаловская-1

Причины различия фоновых значений тепловых потоков в северной и южной частях прогиба обсуждаются в работе [Цыбуля, Левашкевич, 1990]. Авторы придают большое значение процессам рефракции теплового потока в условиях структурно-теплофизических неоднородностей и считают этот фактор решающим при объяснении латераль-

ных вариаций в пределах одной и той же зоны. Например, на Речицком и Первомайском соляных куполах над апикальной зоной и в прибортовых частях куполов тепловой поток достигает соответственно 124 и 106 мВт/м^2 при фоновом тепловом потоке для всей зоны — 75 мВт/м^2. Однако, рассматривая вариации фонового теплового потока между зонами, можно отметить различный вклад радиогенной теплогенерации и разную степень проницаемости глубинных разломов для флюидов, создающих дополнительный адвективный приток тепла. Расчеты вклада радиогенного тепла показывают, что в северной части прогиба он составляет 29 мВт/м^2, а в южной — 13 мВт/м^2. Такие заметные различия радиогенной компоненты теплового потока объясняются, во-первых, величиной удельной теплогенерации (0,5–1,0 мкВт/м^3 — в южной зоне, 1,5–2,0 мкВт/м^3 — в северной), во-вторых — утолщением гранитно-метаморфического слоя коры, дающего основной вклад в радиотеплогенерацию, именно в северной зоне прогиба. Остальная и бóльшая часть фоновой величины теплового потока генерируется за счет его поступления из мантии и из нижней коры по проницаемым глубинным разломам, частота встречаемости которых в северной части прогиба заметно выше. Судя по геофизическим данным, эти глубинные разломы дренируют мантию.

В Припятском бассейне отчетливо видна связь соляных структур с разломами подсолевого ложа [Айзберг и др., 2007]. Подавляющее большинство верхнефранских и верхнефаменских соляных поднятий являются приразломными, располагаясь в поднятых крыльях разломов.

К настоящему времени в Припятском бассейне установлено 69 нефтяных месторождений. Нефтяные залежи приурочены в основном к подсолевым (преимущественно карбонатным) и межсолевым отложениям. Одной из характерных особенностей нефтеносности является приуроченность большинства нефтяных месторождений к северной зоне структурных ступеней. Здесь развита система из четырех региональных разломов мантийного заложения, падающих на юг. Вдоль Северного краевого мантийного разлома открыты Прохоровское, Судовицкое, Березинское и Отрубовское месторождения. В непосредственной близости от этого разлома, вдоль Оземлинско-Первомайского глубинного мантийного разлома, установлены Оземлинское, Южно-Оземлинское, Первомайское, Западно-Александровское и Южно-Александровское месторождения. Еще южнее, вдоль Речицко-Вишанского глубинного мантийного разлома, расположены Восточно-Дроздовское, Борисовское, Вишанское, Давыдовское, Сосновское, Осташковичское, Тишковское и Речицкое месторождения. Еще семь месторождений открыты на опущенном крыле этого разлома. В зоне Червонослободского регионального мантийного разлома установлены Октябрьское, Северо-Домановичское, Казанское, Золотухинское, Малодушинское, Барсуковское и еще ряд небольших месторождений.

Важно отметить, что нефтяные месторождения приурочены к глубинным разломам субширотной ориентации и сосредоточены главным об-

разом в пределах аномалии высоких тепловых потоков северной зоны. Впервые на взаимосвязь нефтеносности осадочного чехла и геотемпературного поля обращено внимание в работе [Гарецкий и др., 1990]. Авторы отмечали заметное повышение температур в Северной разломной зоне по сравнению с Южной бортовой разломной зоной. Это превышение по данным термометрии скважин составляло 20–25 °С на одноименных глубинах. В пределах самой Северной разломной зоны температура возрастает с запада на восток.

Количественная оценка температурного поля в Припятском бассейне проведена нами на основе трехмерного моделирования геотемпературного поля, технология которого была описана выше. Основой для построения 3D-моделей явились данные о температурах в скважинах и теплопроводности горных пород разреза [Пархомов, 1985; Цыбуля, Левашкевич, 1990; Атрощенко, 1975]. Теплофизическая структура задавалась на основании результатов сейсмических профилирования и зондирования методами ГСЗ и МОВ–ОГТ вдоль серии профилей субмеридионального простирания [Гарецкий и др., 1990; Thybo et al., 2003].

Детальная изученность теплового потока и радиогенной его компоненты позволила задать на нижнюю границу области моделирования (глубина 6 км) редуцированный тепловой поток в соответствующих структурно-формационных зонах, а внутри области моделирования — распределение источников радиогенного тепла. На верхней границе, совпадающей с уровнем «нейтрального слоя», задавалась среднегодовая температура (8 °С) по данным скважинных измерений.

На рис. 4.39 (см. цв. вкл.) показана 3D-температурная модель верхней части земной коры Припятского бассейна, а также расположение глубинных разломов и локализация нефтяных месторождений. Ясно выражена тенденция увеличения температур в северном направлении. Так, на глубине 4 км в южной части прогиба температура составляет 45–50 °С, а в северной его части — 65–70 °С. На глубине 6 км — 65–70 °С и 85–90 °С соответственно. Экстраполируя температуру в глубину, можно показать, что катагенетические температурные условия для нефти (T = 140 °С) в северной части прогиба будут встречены на глубине 8,5–9,0 км.

Таким образом, мы отмечаем ту же тенденцию распределения температур в земной коре, которая была описана в Баренцевоморской и Прикаспийской впадинах: локализация нефтяных месторождений приурочена к «температурному куполу» — зоне подъема изотерм в осадочном чехле (см. рис. 4.39).

В Припятской впадине «температурный купол» генетически связан с расположением глубинных разломов, по которым происходит дополнительный тепломассоперенос [Кудельский, Бурак, 1982]. Отсюда следует, что вероятной причиной формирования тепловых аномалий является поступление глубинных углеводородсодержащих флюидов по проницаемым разломам. Это обусловливает более высокий фоновый тепловой поток в северной части Припятского бассейна по сравнению с Прикаспийским

бассейном, где признаков адвективного тепломассопереноса в настоящий момент мы не отмечаем.

4.5.3. Северо-Германский бассейн

Северо-Германский бассейн занимает среднюю часть Центрально-Европейского нефтегазоносного бассейна (ЦЕНБ). В его строении принимают участие фанерозойские отложения мощностью до 12–14 км. В подошве осадочного чехла залегают терригенно-карбонатные отложения девонского возраста, которые сменяются нижнекаменноугольными карбонатными породами. Верхний карбон и нижняя пермь представлены терригенными, часто красноцветными (Rotliegende) и грубозернистыми отложениями. Верхнепермские образования (Zechstein) сложены в низах терригенными или карбонатными породами, которые сменяются ангидритами или доломитами, далее каменной солью и ангидритами. Наиболее развита каменная соль в отложениях штрассфуртской свиты [van Wees et al., 2000].

В пределах ЦЕНБ выделяются следующие крупные структурные элементы:

1) Североморская синеклиза, расположенная на месте одноименного моря и прилегающих частей Восточной Англии, северо-запада ФРГ, Нидерландов и Дании;

2) Северо-Германская впадина;

3) Датско-Польский прогиб;

4) Балтийская синеклиза [Bayer et al., 1999].

Северо-Германская впадина примыкает к Североморской синеклизе. Для докайнозойского плана впадины характерно расчленение ее на ряд прогибов (трогов), выраженных только в мезозойских отложениях. На западе впадины выделяется крупный Нижнесаксонский широтно вытянутый прогиб, восточнее его простираются небольшие прогибы: Ганноверский и Гифхорн соответственно субмеридионального и юго-западного простирания. На северо-западе Северо-Германской впадины выделяются два Гольштайнских прогиба, вытянутых в юго-западном направлении.

Для впадины в целом характерно развитие солянокупольных дислокаций (с солями цехштейнового (верхнепермского) возраста), образующих иногда протяженные, выходящие на поверхность, линейно вытянутые соляные хребты [Clausen, Pedersen, 1999].

Северо-Германская впадина имеет сложную структуру, обусловленную пересечением на ее месте двух различных по направлению и времени проявления тектонических дислокаций (рейнской и герцинской), сопровождающихся значительными изменениями мощностей меловых, юрских и триасовых отложений и резким угловым несогласием в их залегании. Впадина имеет асимметричный профиль. Здесь мощность палеозойских отложений достигает 5 км, мезозойских — превышает 8 км. Для триа-

совых отложений характерны мощные (до 100 м) пачки каменной соли [Бурштар, 1979].

Нефтегазоносность Северо-Германской впадины охватывает широкий стратиграфический интервал. Углеводороды обнаружены в палеогеновых, меловых, юрских, триасовых, пермских и каменноугольных отложениях. Отчетливо прослеживается преимущественная приуроченность газовых скоплений к пермским, триасовым, в меньшей степени — каменноугольным отложениям, что обусловливает появление во впадине пространственной зональности в размещении нефтяных и газовых залежей.

В пределах административных границ Германии обнаружено несколько десятков в основном мелких месторождений нефти и газа. Месторождения нефти расположены в северной (месторождения Райнкенхаген, Гриммен, Лютов), юго-восточной (Губбен, Любен, Штааков) и юго-западной (Фаллштейн) частях Северо-Германской впадины, а газа — в юго-восточной части [Mazur, Scheck-Wenderoth, 2005].

Наиболее крупный погребенный Нижнесаксонский прогиб расположен на юге Северо-Германской впадины. Прогиб выражен лишь в отложениях от верхнего триаса до нижнего мела и особенно резко — в верхнеюрских породах. На западе Нижнесаксонский прогиб замыкается на месте северо-восточного погружения Центрально-Нидерландского поднятия (склон Эмсланд), в пределах которого мощность юрских и триасовых отложений значительно сокращается [Clausen, Pedersen, 1999].

В средней части ЦЕНБ, на востоке Германии, расположена наиболее низменная часть Северо-Германской впадины. Здесь в разрезах скважин вскрываются недислоцированные каменноугольные, девонские и ордовикские отложения.

Структура польской части бассейна определяется сочленением здесь докембрийской платформы (Балтийская синеклиза) на северо-востоке с эпигерцинской (Северо-Германская впадина) на юго-западе. Зона сочленения выражена погребенным краевым прогибом, примыкающим на северо-востоке к Балтийской синеклизе, и Среднепольским складчатым валом, выход которого на поверхность выражен на юго-востоке Свентокшискими горами. Рассматриваемая часть бассейна сложена преимущественно мезозойскими (мощность до 8 км) и палеозойскими (более 12 км) отложениями. Для разреза палеозойских отложений характерны мощные толщи (2500 м) соленосной перми. Большая часть выявленных в бассейне месторождений расположена в пределах Предсудетской моноклинали, где находится 25 газовых (Отынь, Сенковице, Чеклин и др.) и шесть нефтяных и газонефтяных (Рыбаки, Поленцко, Нова-Суль и др.) месторождений, открытых после 1960 г. Продуктивны верхнепермские известняки и доломиты и нижнепермские песчаники.

Месторождения углеводородов пространственно тяготеют к зонам геотермических аномалий, т.е. проявляется та же тенденция, что и в ранее рассмотренных бассейнах. Однако следует учесть, что в целом тепловой поток на территории ЦЕНБ выше, чем в Припятском, Прикаспийском и Баренцевоморском бассейнах. По данным З.Майоровича [Majorowicz

et al., 2003], фоновый тепловой поток здесь составляет 80–85 мВт/м^2, в то время как в остальных бассейнах на этом уровне были аномальные значения.

Для количественной характеристики глубинного температурного режима Северо-Германского бассейна нами построена 3D-геотемпературная модель. Основой для ее построения явились данные о температурах в скважинах и теплопроводности пород разрезов, а также данные о структурно-геологической обстановке вдоль профилей ГСЗ.

Моделирование распределения теплового потока и глубинных температур профиля P4, простирающегося вдоль Предсудетской моноклинали в северо-восточном направлении на территории Польши, показывает заметное повышение теплового потока (до 100 мВт/м^2 при фоновом значении 65 мВт/м^2) и появление «термических куполов» в температурном разрезе [Хуторской и др., 2010]. Эти аномалии приурочены к восточной, «польской части» Северо-Германской впадины, насыщенной солянокупольными структурами и связанными с ними месторождениями углеводородов. Падение теплового потока до фоновых значений происходит лишь на отметке 450 км, где соляные купола уже не встречаются. Именно это место, по мнению [Bayer et al., 1999], рассматривается как граница между кристаллиникумом Восточно-Европейской платформы и восточной окраиной ЦЕНБ. Высокие значения теплового потока в начале профиля связаны также с глубинными разломами (рис. 4.40, см. цв. вкл.).

Катагенетический температурный интервал преобразования органического вещества в аномальной зоне профиля находится на глубинах 3,0–4,5 км (табл. 4.8), что весьма благоприятно для концентрации здесь месторождений углеводородов. Мы не исключаем возможности нахождения углеводородов и в северо-восточной части профиля, за пределами солянокупольной зоны, но здесь интервал катагенеза расположен уже на глубинах 6,0–6,5 км.

Таблица 4.8. Сравнение глубинных температур в Прикаспийском, Припятском и Северо-Германском бассейнах

Глубина, км	Температура (в °С) в бассейнах			
	Прикаспийском	Припятском	Северо-Германском	
			восточная часть	западная часть
0–5	8–104 42	8–74 37	9–242 87	9–165 86
5–10	46–159 105	–	106–397 215	93–306 214
10–20	95–274 192	–	194–612 366	168–477 343

Примечание. В числителе — минимальное и максимальное значения температур, в знаменателе — среднее.

Трехмерная модель глубинных температур для восточной части Северо-Германской впадины (см. рис. 4.40) демонстрирует наличие ярко выраженного «термического купола», приуроченного к разломам и зоне соляных куполов, где наблюдается наибольшая концентрация нефтяных месторождений.

В западной части Северо-Германской впадины на 3D-модели глубинных температур (рис. 4.41, см. цв. вкл.) выделяется «температурный купол», пространственно коррелирующий с локализацией месторождений нефти.

4.5.4. Паннонский бассейн

Паннонская впадина — это часть Закарпатского межгорного бассейна, территориально она расположена в Венгрии. Скважинами на территории Паннонской впадины вскрыты кайнозойские терригенные и вулканогенно-осадочные породы значительной мощности, по данным МОВ–ОГТ, — до 7 км. Мощность земной коры здесь составляет 25–30 км. Толщина гранитно-метаморфического слоя относительно небольшая — 7–10 км. По мнению многих исследователей, этот бассейн является зоной растяжения и подъема мантийного материала, что подтверждается также геотермическими данными.

Сводку по геотермии региона приводит в своей монографии Л.Ленки [Lenkey, 1999]. Центрально-Европейский регион — один из наиболее полно изученных в геотермическом отношении (рис. 4.42). Паннонская впадина является районом аномально высокого теплового потока. Здесь он достигает 140–145 мВт/м^2 (рис. 4.43). Аномальная зона имеет северо-восточное простирание и захватывает также район Закарпатской впадины на территории Украины.

Температуры в земной коре Паннонской впадины достигают 200 °С на глубине 4 км. При таких высоких геотермических градиентах изотерма солидуса базальта может быть встречена на глубине 40–50 км. Таким образом, Паннонская впадина — это термически активизированная структура с аномально тонкой корой и литосферой. По-видимому, этим можно объяснить относительно пониженную сейсмичность района. В отличие от Трансильванской депрессии и района Динарид, где фиксировались землетрясения с М = 7,0, в Паннонской впадине зафиксированы только единичные события с М = 4,0. Пониженная вязкость разогретой литосферы обусловливает релаксацию упругих напряжений в ней.

О высоких температурах недр Паннонской впадины известно уже 300 лет, с тех пор, когда жители Венгрии в колодцах обнаруживали источники горячих вод. Позднее было установлено, что термальные воды имеют различную минерализацию и химический состав, что позволило утилизировать их для создания бань и бассейнов, а также водолечебниц. Будапешт до сих пор гордится своими роскошными банями, привлекающими сотни тысяч туристов в год.

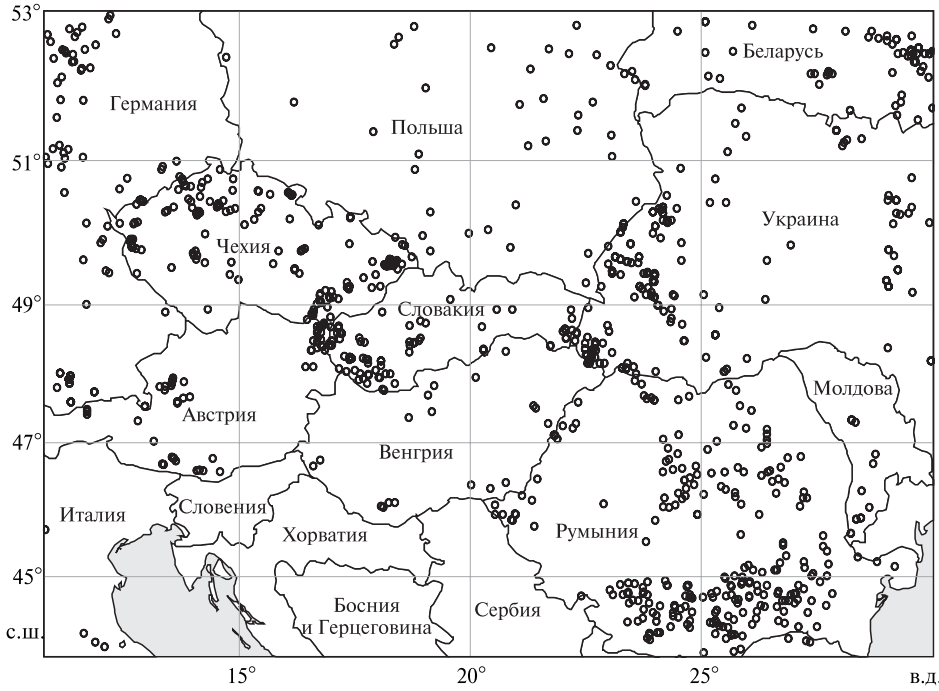


Рис. 4.42. Расположение пунктов измерений теплового потока в Центральной Европе

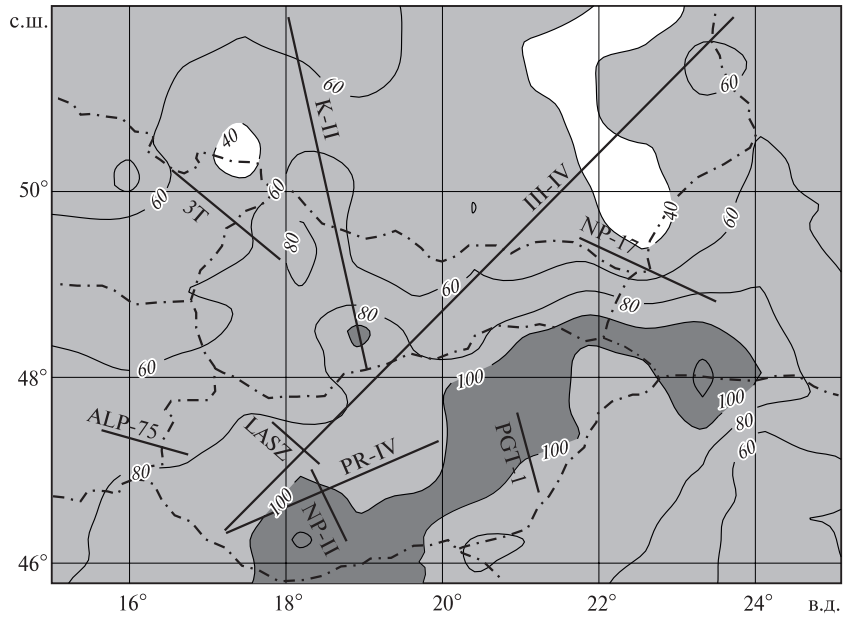


Рис. 4.43. Карта изолиний теплового потока (в мВт/м^2) в Центральной Европе

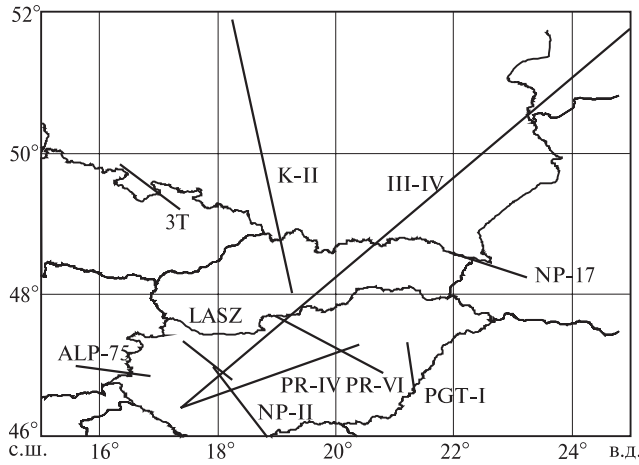


Рис. 4.44. Расположение сейсмических профилей в Центральной Европе

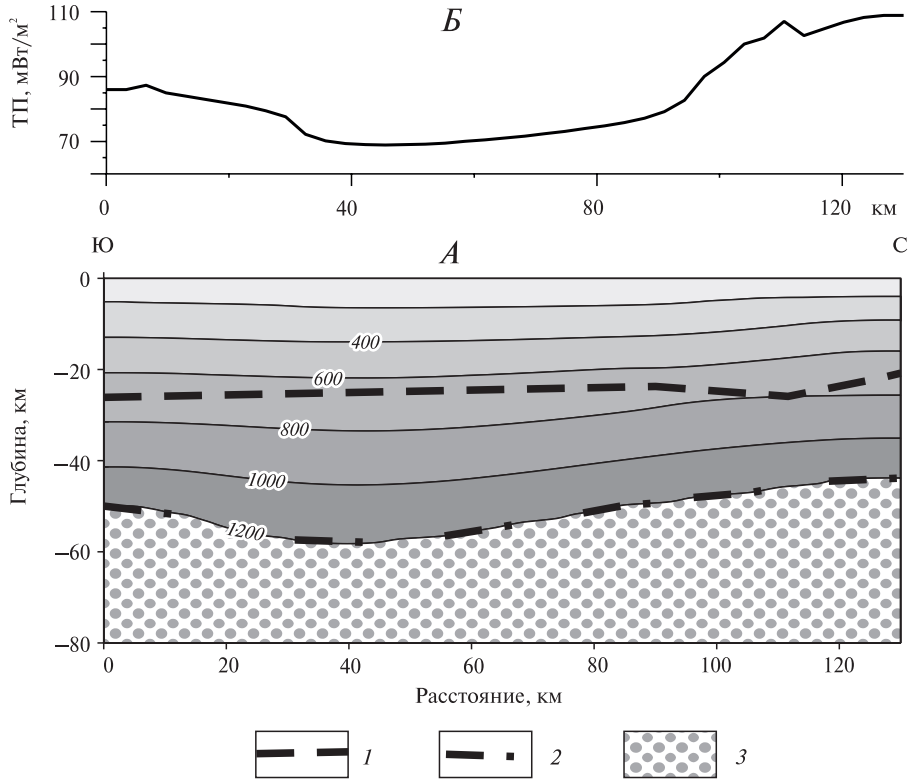


Рис. 4.45. Температурный разрез (*А*) и профиль теплового потока (*Б*) по линии PGT-I (бассейн Бекеш, Большая Венгерская впадина)

1 — положение границы М; *2* — подошва литосферы; *3* — область плавления мантийного вещества (свыше 1200 °С)

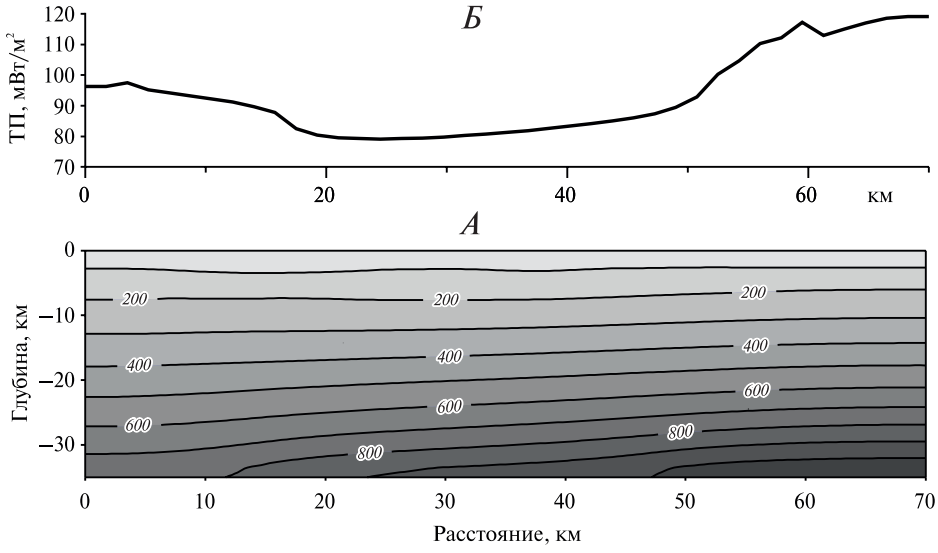


Рис. 4.46. Температурный разрез (*А*) и профиль теплового потока (*Б*) по линии 3Т

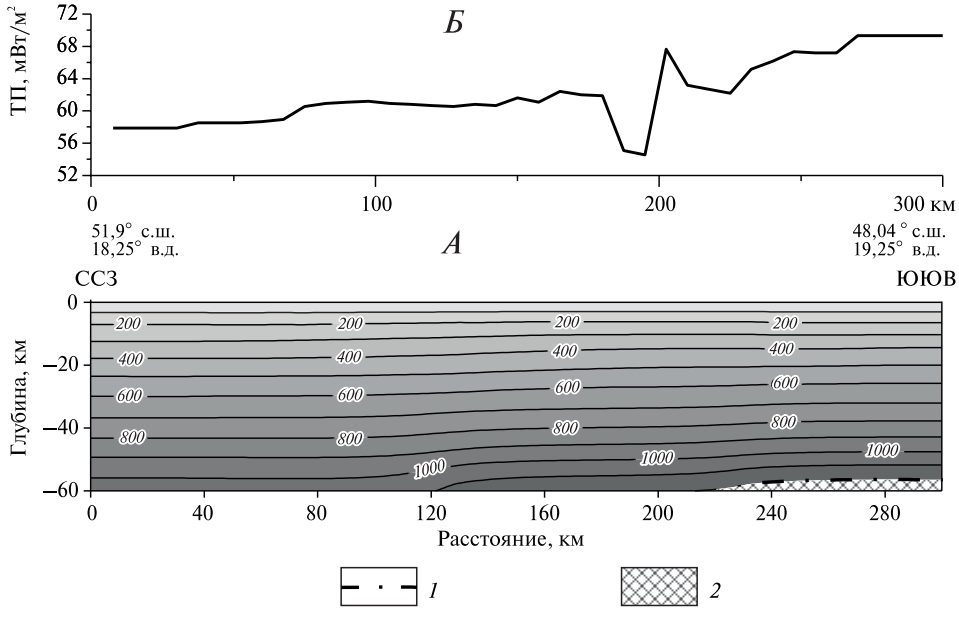


Рис. 4.47. Температурный разрез (*А*) и профиль теплового потока (*Б*) по линии K-II

1 — подошва литосферы; *2* — астеносфера

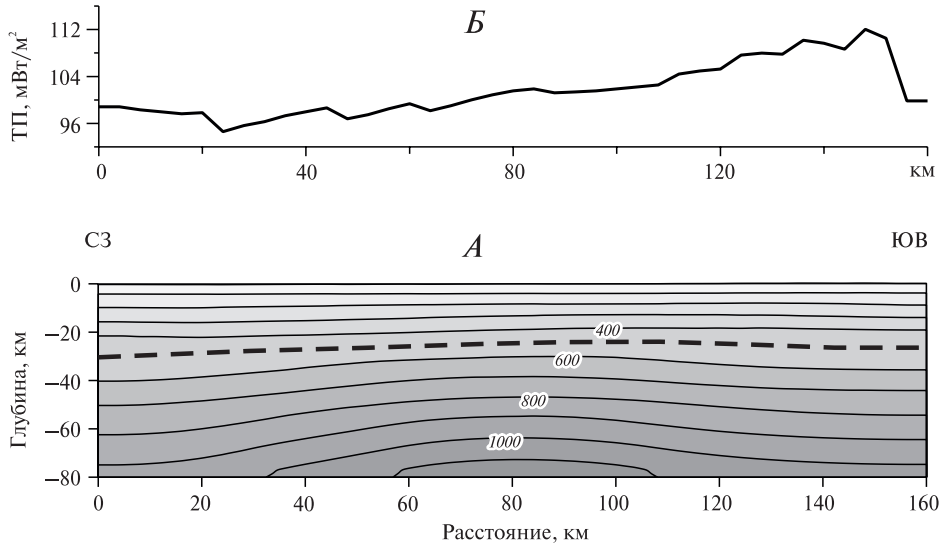


Рис. 4.48. Температурный разрез (*А*) и профиль теплового потока (*Б*) по линии NP-17 (Закарпатская депрессия)

Для расчета глубинных температур в литосфере Паннонского бассейна и смежных территорий нами было проведено моделирование теплового потока по сети сейсмических профилей, выполненных в период с 1980 по 2002 г. группами исследователей из Венгрии, Австрии, Чехии, Польши и Украины.

Рассмотрим результаты геотермического моделирования вдоль отдельных профилей (рис. 4.44).

Профиль PGT-I имеет меридиональное простирание и проходит через структуру Бекеш, находящуюся на восточном крыле Паннонского бассейна. Глубина границы М, зафиксированная на этом профиле, составляет ~25 км и практически не меняется вдоль разреза. На этой границе по нашим данным температура составляет 700 °С на северном окончании профиля и 800 °С — на южном. Такие большие температуры на подошве коры обусловлены высоким тепловым потоком, составляющим от 85 до 110 мВт/м^2 (рис. 4.45).

Следующий из представленных нами профилей — 3Т — пересекает Моравскую впадину на территории Чехии, в которой также зафиксирован повышенный тепловой поток (в среднем 90 мВт/м^2). Тем не менее, в пределах изученного сейсмическими методами интервала глубин (до 35 км) мы не фиксируем сверхсолидусные температуры. Так, на глубине 35 км максимальные температуры достигают 1000 °С (рис. 4.46). Экстраполируя температуру в глубину, можно ожидать появление солидуса на глубине 50 км в восточной части профиля и на 60 км — в западной.

Профиль K-II простирается в субмеридиональном направлении от г. Шальготарьян, расположенного на севере Паннонской впадины, через Словакию, Татры, северную дугу Карпат до польского города Калиш. Вдоль этого профиля немного измерений теплового потока, но известно,

что на внешней части дуги Карпат фиксируются относительно пониженные значения теплового потока (50–55 мВт/м²), что мы объясняем экранирующим влиянием шарьяжей, которые уверенно геологически картируются. Как видно из рис. 4.47, тепловой поток с севера на юг монотонно увеличивается за исключением указанного интервала, приуроченного к внешней дуге Карпат. Соответственно, это отражается в температурном поле. На Восточно-Европейской платформе температура на глубине 40 км составляет 750 °С, а на севере Паннонской впадины на той же глубине — 850 °С. Астеносфера может появиться на данном профиле только в его южной части на глубине 60 км.

Последний из представленных профилей лежит в Закарпатской депрессии (рис. 4.48). Мы его приводим для того, чтобы показать существование высоких температур и уменьшенной мощности литосферы в этой структуре. Как видно из этого рисунка, граница М залегает здесь на глубине 27–30 км, а солидусные температуры встречаются на глубине 35–40 км. Эта депрессия, как было сказано выше, имеет, по-видимому, общую природу с Паннонской впадиной, т.е. образовалась в районе утонения и значительного прогрева литосферы.

Конфигурация этой зоны утонения литосферы хорошо проявлена на трехмерной модели, построенной методом объемной интерполяции по 2D створам профилей.

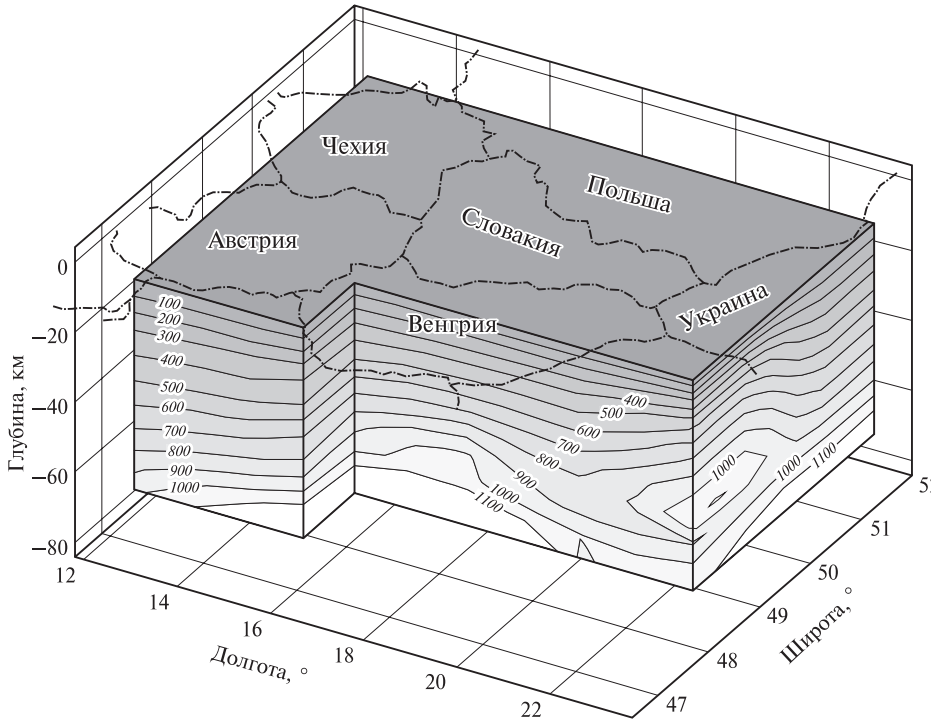


Рис. 4.49. 3D-геотермическая модель (в °С) Центрально-Европейского региона

На трехмерном плоте (рис. 4.49) видно, что выступ с субсолидусными температурами простирается в северо-восточном направлении и приурочен к Паннонской и Закарпатской впадинам. Это наиболее термически активные структуры Центральной Европы. Две отмеченные структуры явно активизированы, что отражается в высоком тепловом потоке и в многочисленных проявлениях термальных вод, разгружающихся на поверхность Земли.

4.5.5.Терско-Каспийский бассейн

Геотермическое поле региона Северного Кавказа тесно связано с тектоническим строением и историей геологического развития. Минимальные измеренные значения теплового потока приурочены к докембрийским выступам фундамента, например, таким как Ростовский выступ Русской платформы, а также к областям с большой скоростью седиментации, где происходит экранирование глубинного теплового потока накапливающимися «холодными» осадками (Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы). В этих районах значения теплового потока изменяются от 36 до 60 мВт/м^2. Максимальный тепловой поток фиксируется в мегантиклинории Большого Кавказа, а также в структурах транскавказского простирания: Минераловодском и Майкопском выступах, где тепловой поток достигает 80–100 мВт/м^2 (рис. 4.50)

На южном склоне Большого Кавказа соблюдается та же тенденция, т.е. тепловой поток на выступах транскавказского простирания выше, чем в межгорных впадинах с высокой скоростью осадконакопления. Так, в Рионской и Нижнекуринской впадинах тепловой поток изменяется от 32 до 65 мВт/м^2, а в Аджаро-Триалетии, Армянской глыбе — достигает 80–85 мВт/м^2.

Прилегающая с севера к Кавказскому региону платформенная область, Грузинская глыба и некоторые другие стабильные участки характеризуются средними значениями теплового потока (42–60 мВт/м^2). Велика при этом роль тектонического фактора.

Так, в Индоло-Кубанском прогибе не встречены аномально низкие значения теплового потока из-за влияния складчатой системы Большого Кавказа и Ставропольского поднятия, а средние значения в центре Терско-Каспийской впадины обусловлены Терско-Сунженским поднятием. В Армении высокие значения отмечаются в области развития гранитоидов с повышенным содержанием радиоактивных элементов и с активной верхней мантией, вызывающей новейшую тектономагматическую перестройку.

Структуры Кавказа обладают большой тектонической неоднородностью, что обусловливает также неоднородность теплового поля. Из-за этого на границах тектонических зон длительное время существуют полосы резких горизонтальных температурных градиентов. Они создают

термоупругие напряжения, которые способствуют живучести глубинных разломов кавказского и транскавказского простираний.

Нами проведено 2D- и 3D-геотермическое моделирование по методике, описанной выше. Мы здесь не приводим иллюстрации, показывающие результаты двухмерного моделирования по сейсмическим профилям ГСЗ и МОВ–ОГТ из-за перегруженности текста.

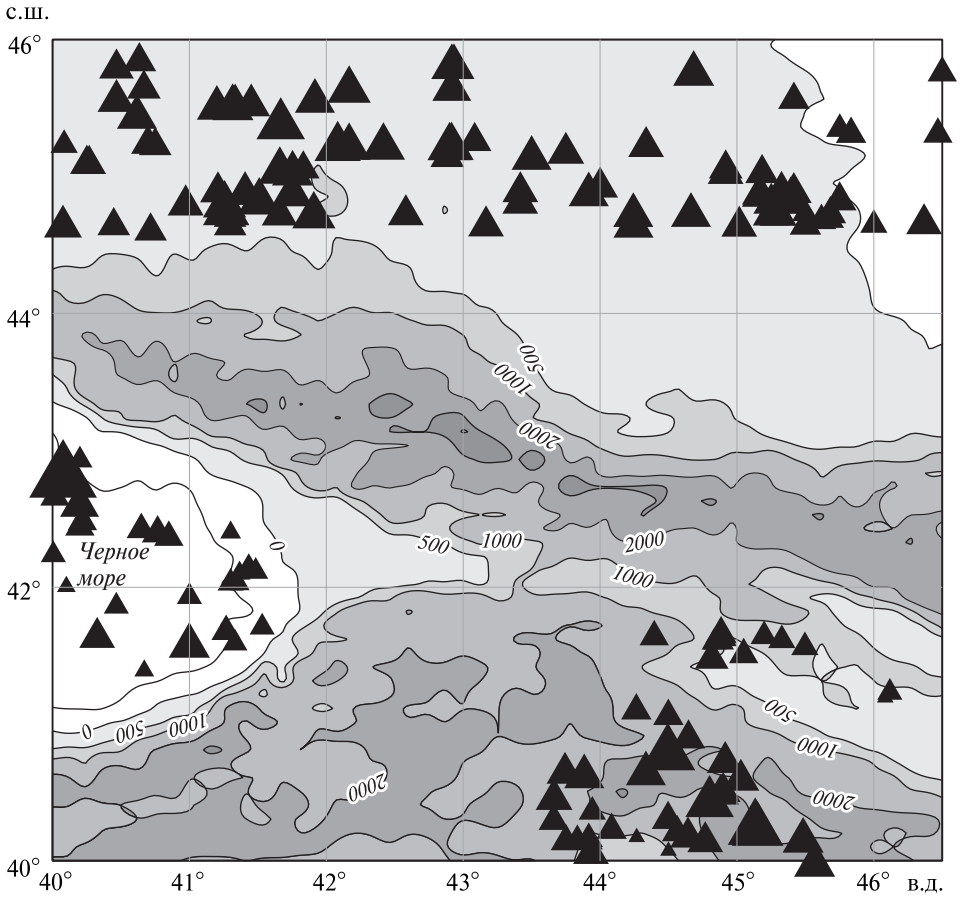


Рис. 4.50. Карта теплового потока Кавказского региона

Треугольниками показаны пункты измерений теплового потока, их размер пропорционален его значению; изогипсы, м

Рис. 4.51 показывает результаты объемного моделирования геотемпературного поля региона. Из рисунка хорошо видно, что в северокавказских впадинах наблюдается падение температур. Особенно оно хорошо заметно под акваторией Черного моря. Как известно, кавказский сегмент Черного моря характеризуется относительно низким тепловым потоком, что объясняется высокой скоростью седиментации и соответствующим экранирующим эффектом. Пониженные значения тепловых потоков из-

мерены в Терско-Каспийской впадине (особенно, в прикаспийской ее части). Западная часть Терско-Каспийской впадины, примыкающая к Ставропольскому выступу, имеет более высокий тепловой поток, что обусловлено раннекайнозойской активизацией транскавказских структур.

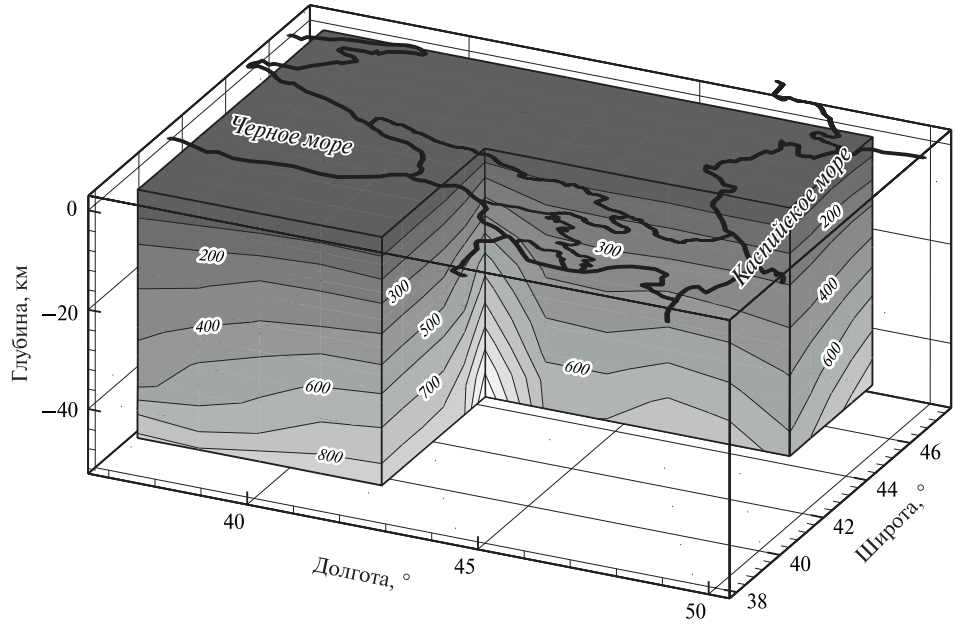


Рис. 4.51. 3D-температурная модель (в °С) Кавказского региона

Наиболее значимой термической аномалией региона является аномалия Минераловодского выступа. Здесь локально на глубине 50 км встречаются субсолидусные температуры. Заметим, что «температурный купол» приурочен только к району Эльбруса и Кавказских Минеральных Вод. Можно высказать предположение о существовании здесь мантийного диапира. Эта идея не беспочвенна. Исследования изотопного отношения гелия под Эльбрусом [Поляк и др., 1998] показали, что именно здесь отмечается присутствие мантийной компоненты в структуре изотопного отношения гелия.

Сравнение объемной трехмерной термической структуры разнотипных осадочных бассейнов Северной Евразии выявило общие черты распределения температур — наличие термических куполов, т.е. зон поднятия изотерм в осадочном чехле. В нефтегазоносных бассейнах локализация термических куполов совпадает с областями максимальной концентрации месторождений углеводородов. Таким образом, появляется дополнительный поисковый признак для прогнозирования нефтегазоносности в региональном масштабе, в масштабе всего осадочного бассейна или его крупных частей.

В следующем разделе мы рассмотрим соотношение локальных месторождений с характером геотермического поля.

Глава 5
Геотермическое поле и нефтегазоносность

Опыт проведения геотермических исследований для локальных месторождений углеводородов и для крупных нефтегазоносных провинций показал существование генетической и пространственной связи аномалий теплового поля и локализации месторождений. Приуроченность месторождений углеводородов к аномалиям глубинных температур — «термическим куполам» — в масштабе всего нефтегазоносного района мы объясняем, в первую очередь, влиянием структурно-теплофизических неоднородностей, обусловленных увеличенной мощностью относительно низкотеплопроводных пород. Из-за рефракции глубинного теплового потока, «обтекающего» глубокий седиментационный бассейн, над самим бассейном происходит подъем изотерм, которые, как известно из теории потенциала, располагаются перпендикулярно силовым линиям теплового потока. Мы не исключаем появление аномалий температур из-за других факторов, в частности, за счет восходящей флюидодинамики и за счет окислительных экзотермических процессов в самой залежи углеводородов. Однако проявления последних двух факторов свойственны залежи углеводородов при рассмотрении ее как отдельной локальной структуры.

Таким образом, появление неоднородностей геотермического поля над локальными структурами основывалось на представлениях о формировании аномалий за счет субвертикального тепломассопереноса, направленного от глубоких флюидонасыщенных горизонтов к поверхности [Артеменко, Маловицкий, 1979; Непримеров и др., 1983; Осадчий и др., 1979; Физико-химические основы..., 1986]. Влияние же структурно-теплофизических неоднородностей для локальных объектов несущественно из-за малых углов наклона пластов в масштабе отдельной залежи. Однако структурные формы на локальных объектах определяют различия реологических свойств и проницаемости пород, чем обусловливают интенсивность вертикального конвективно-диффузионного потока флюидов и конфигурацию тепловых аномалий над структурами [Царев, 1988; Дмитриевский и др., 2000]. Статистически установлено [Осадчий и др., 1976, 1979], что для зон расположения преимущественно газовых залежей

характерна более высокая плотность теплового потока, чем для зон нефтяных месторождений. Известно также, что геотермические аномалии на крупных месторождениях имеют два-три локальных максимума в периферийных зонах и максимум в центре. Наиболее интенсивная утечка углеводородов происходит по ослабленным зонам, как правило, обрамляющим ловушку. В результате, в районах месторождений, в основном антиклинального типа, образуются кольцевые аномалии теплового и геохимического полей [Физико-химические основы..., 1986]. На использовании этого явления основаны прикладные геотермические исследования на нефтегазовых месторождениях, в том числе на морском шельфе [Артеменко, Маловицкий, 1979; Бойков, 1986].

На акватории Баренцева моря геотермические исследования и газобитуминологическое опробование донных осадков с целью оценки нефтегазоносности структур и выявления углеводородной составляющей в конвективном тепломассопереносе выполнены сотрудниками Геологического института КНЦ РАН [Геолого-геотермические... исследования..., 1990].

Ниже вкратце приведем результаты геотермических работ, выполненных ими в 1990 г. на трех площадях в пределах Баренцевоморского бассейна: Штокмановской, Ледовой и Арктической.

На *Штокмановском газоконденсатном месторождении* скважинами вскрыты продуктивные пласты мелко- и среднезернистых песчаников на глубине от 1800 до 2400 м [Гаврилов и др., 1993]. Пласты группируются в четыре продуктивных горизонта $Ю_0$, $Ю_1$, $Ю_2$ и $Ю_3$, каждый из которых представляет собой мощный, отделенный друг от друга непроницаемыми толщами глин, резервуар. Переток газа возможен только между горизонтами $Ю_2$ и $Ю_3$ [Никитин и др., 1999].

Высокоточные геотермические измерения на структуре были выполнены в августе-сентябре 1990 г. с борта судна «Отто Шмидт» по двум профилям, секущим локальную структуру в северо-восточном и северо-западном направлениях (рис. 5.1) [Геолого-геотермические... исследования..., 1990].

Время проведения исследований совпало с относительно стабильной в течение 3–4 лет температурой дна, что явилось благоприятным фактором при измерении геотермических параметров в донных отложениях. В этих условиях температура и геотермический градиент минимально искажены нестационарностью режима придонных вод, причем поправка в осадках определяется длиннопериодной составляющей режима, что поддается количественной оценке. С целью установления особенностей, связанных с залежью углеводорода, возможно использование метода вариации теплового потока как наиболее информативного в случае измерений на малых глубинах [Суетнов, 1975].

Верхний слой осадков мощностью до 2 м представлен близкими по составу пелитовыми, алевропелитовыми илами и, в основном, однороден. Заметное увеличение теплопроводности отложений по данным исследований в инженерных скважинах отмечается только на глубине 4,5 м — от 0,95–1,0 до 1,4 Вт/(м·К). Основные результаты расчета плотности теплового потока вдоль профилей приведены на рис. 5.2 [Левашкевич, 2005].

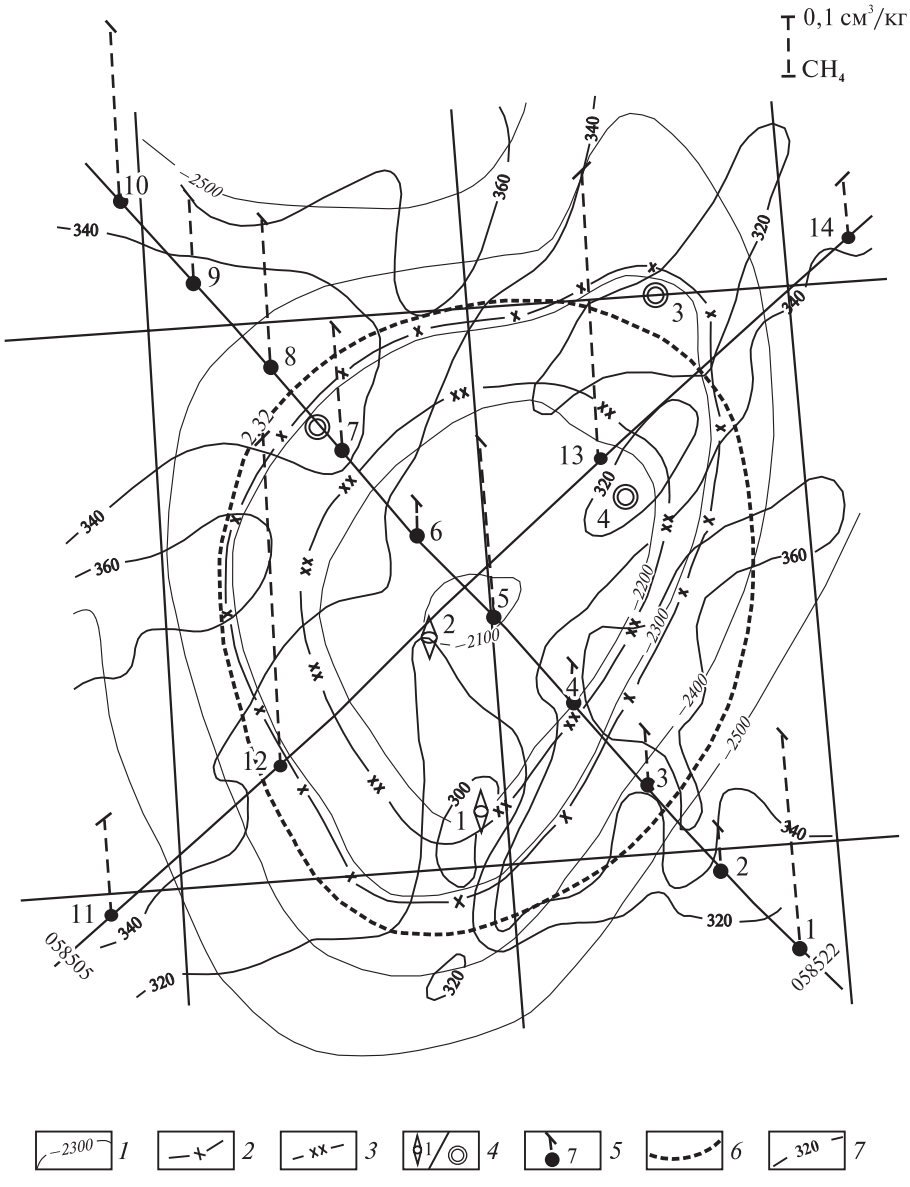


Рис. 5.1. Структурная карта по кровле проницаемого пласта $Ю_1$ и станции геотермического зондирования по профилям 058522 и 058505 Штокмановской структуры

1 — изогипсы по кровле пласта $Ю_1$, м; *2*, *3* — контуры газоносности: *2* — внешний, *3* — внутренний; *4* — пробуренные и проектные скважины; *5* — станции геотермического зондирования; *6* — внешняя предполагаемая граница залежи, выделенная по комплексу геотермических и геохимических данных; *7* — изобаты, м

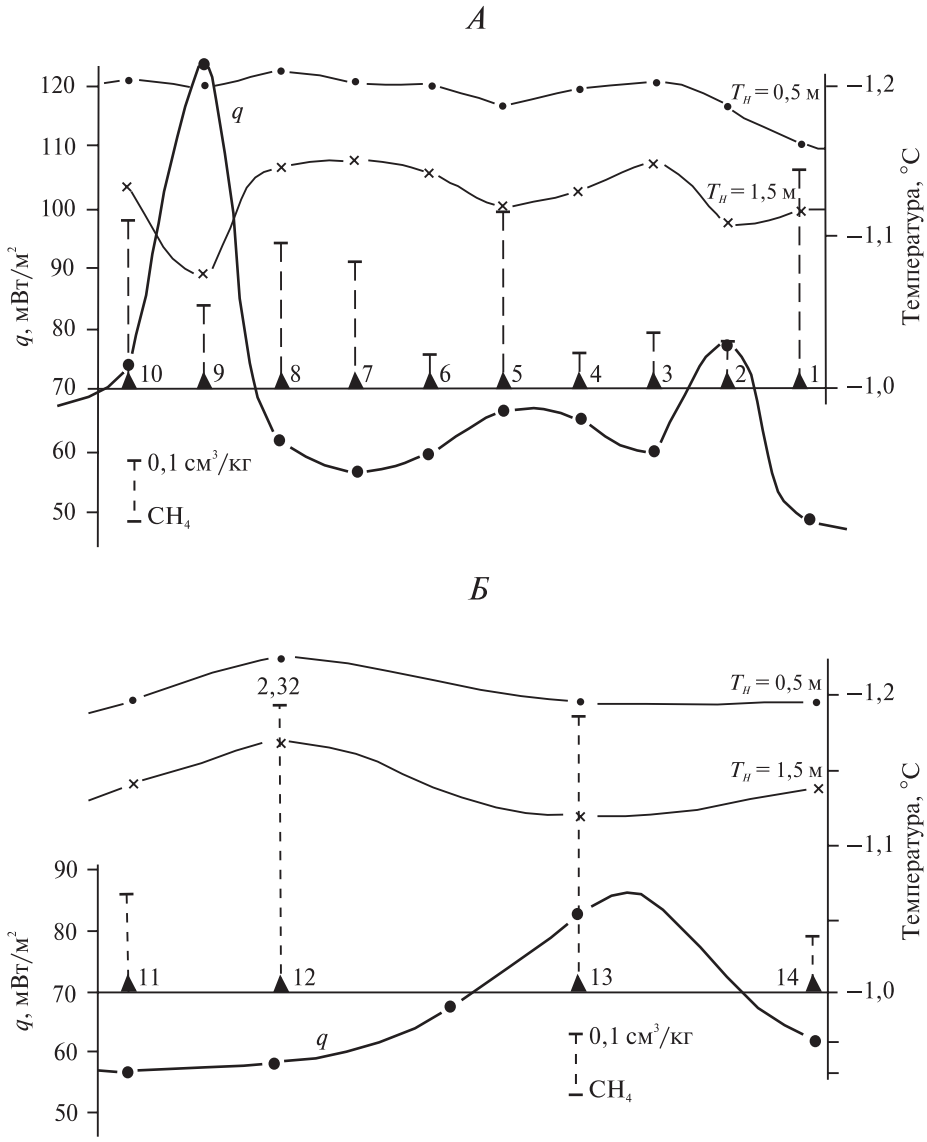


Рис. 5.2. Характер изменения геотермических параметров и содержания метана в донных отложениях по профилям 058522 (*А*) и 058505 (*Б*) Штокмановской площади

$T_Н$ = 0,5 м и $T_Н$ = 1,5 м — кривые изменения температуры на глубинах 0,5 и 1,5 м в донных отложениях; *q* — шкала теплового потока; треугольники — геотермические станции, их номера и данные по содержанию метана

Кривая изменения теплового потока по профилю 058522 характеризуется наличием двух локальных максимумов, приуроченных к периферийным частям структуры: на ст. 9 аномалия составляет 60 мВт/м², а

на ст. 2 — 20 мВт/м^2. Общее повышение плотности теплового потока наблюдается в центре структуры и в ее северо-восточной части в районе ст. 13 (см. рис. 5.2, *Б*). Отмеченные аномалии совпадают с характером изменения по площади многих геохимических параметров, в том числе, отражающих глубинную разгрузку углеводородов (увеличение с глубиной по разрезу донных отложений отношения метана к сумме тяжелых углеводородов, увеличение пентана, органического углерода и др.), что подтверждает конвективно-диффузионные причины образования подобных аномалий по периферийной части структуры. Сопоставление характера изменения и значений теплового потока, а также содержания метана в донных отложениях по площади позволяет отметить ряд характерных особенностей.

1. Среднее значение наблюдаемого теплового потока в пределах площади (без поправок за температурный режим дна) составляет 60–65 мВт/м^2.

2. Повышение плотности теплового потока и содержания метана в центральной части структуры свидетельствуют о замедленном тепломассопереносе, т.е. о достаточно высокой герметичности покрышки в сводовой части месторождения.

3. Локальные повышения теплового потока по периферии структуры, начиная со ст. 8 в северо-западном направлении и ст. 3 в юго-восточном, отражают внешний контур газоносности и ослабленные зоны, обрамляющие структуру. При этом в ее северной части, судя по значениям теплового потока, существуют более благоприятные условия для вертикального тепломассопереноса, чем в южной, что должно быть учтено при размещении добывающих скважин.

4. Параметры геотемпературного и геохимического полей в донных отложениях несут информацию о наличии на данной площади залежи углеводородов, ее внешних границах и условиях существования. Характер изменения параметров этих полей отражает преимущественно газовый состав углеводородов в залежи.

Ледовая площадь, так же, как и Штокмановская, расположена в северной прибортовой части Южно-Баренцевской впадины. Здесь в 1992 г. было открыто одноименное крупное газоконденсатное месторождение, приуроченное к отложениям средне-позднеюрского возраста. Как и на Штокмановской структуре, в продуктивном разрезе пласты мелко- и среднезернистых песчаников группируются в трех отдельных продуктивных горизонтах $Ю_0$, $Ю_1$ и $Ю_2$.

В геоморфологическом отношении площадь находится в пределах котловины Самойлова, в зоне влияния холодных вод Арктики. Однако ее северо-восточная часть подвержена влиянию Западной ветви более теплого Новоземельского течения, в связи с чем происходит повышение придонных температур в осадках. Например, по сейсмическому профилю 078725 (рис. 5.3) на глубине 1,5 м температура в северо-восточном направлении повышается от –1,1 до –0,7 °С. Повышение ее тесно связано с рельефом дна: с уменьшением глубины моря в северном направлении увеличивается температура дна. Но на этом фоне на одинаковых глуби-

нах в донных отложениях отмечается положительная аномалия температуры в центральной части площади между ст. 3 и 6 профиля 078725 и в районе ст. 10–12 профиля 078703 (рис. 5.4). Величина аномалии на глубине 1,5 м в указанном районе достигает 0,15 °С. Из приведенных материалов (см. рис. 5.2) видна тенденция изменения этих параметров. Так, наблюдаемой температурной аномалии между ст. 3 и 6 соответствует аномалия теплового потока (q = 110 мВт/м^2) в центральной части структуры, значительно превышающая его среднее значение по площади (q ~ ~ 68–70 мВт/м^2).

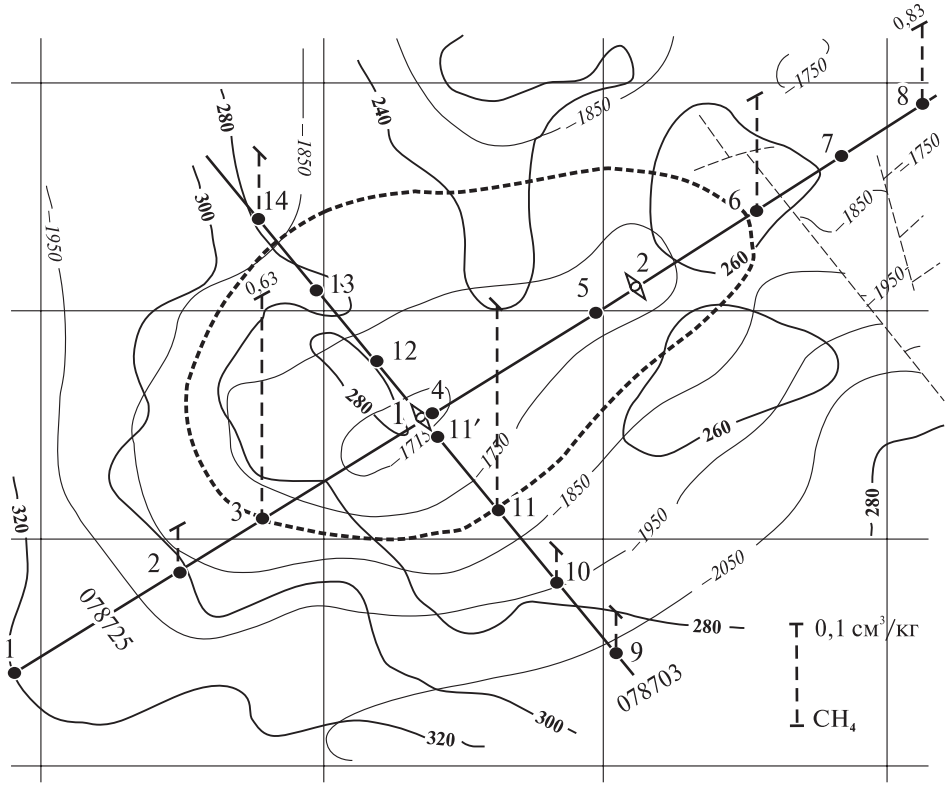


Рис. 5.3. Структурная карта по отражающему горизонту В (J_3) и данные о содержании метана в донных отложениях по профилям 078725 и 078703 Ледовой площади (по [Левашкевич, 2005])

Условные обозначения см. на рис. 5.1

В связи с низким содержанием метана в пробах донных отложений можно полагать, что подобная аномалия вызвана процессами пертурбации теплового потока за счет структурно-геологических и гидродинамических особенностей района исследований. Площадные закономерности распределения газобитуминологических и геотермических параметров,

отражающие внешние контуры залежи по наиболее контрастным изменениям, подтверждают наличие здесь крупного месторождения углеводородов. Проекция его границ на поверхности дна совпадает с районами ст. 3, 11, 13 и с участком между ст. 5 и 6, что соответствует изогипсе 1750–1800 м по отражающему горизонту В (J_3).

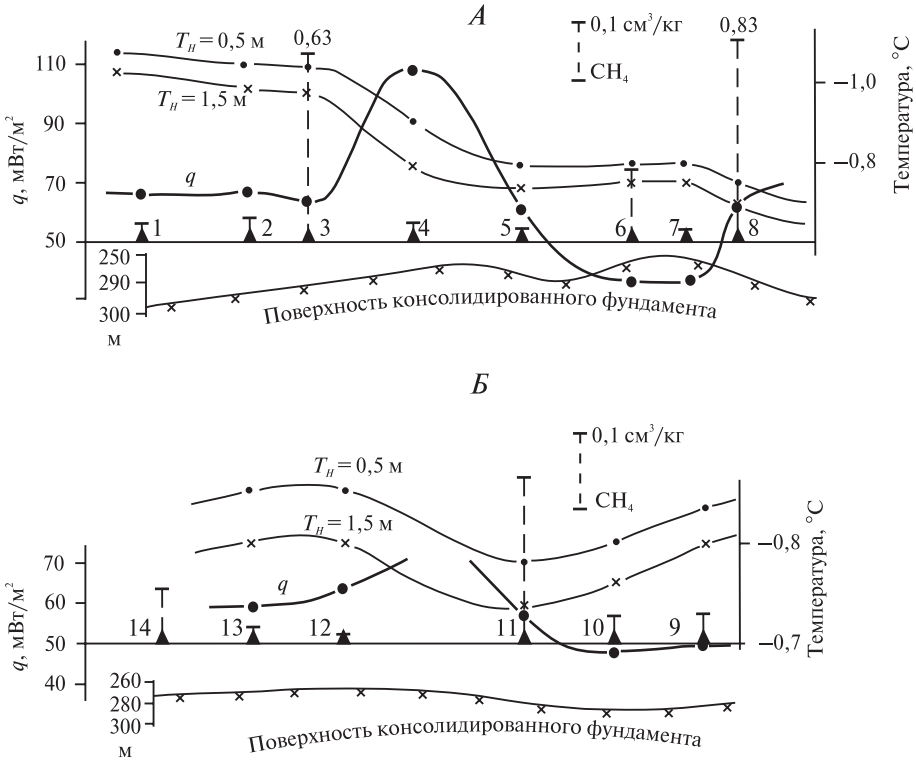
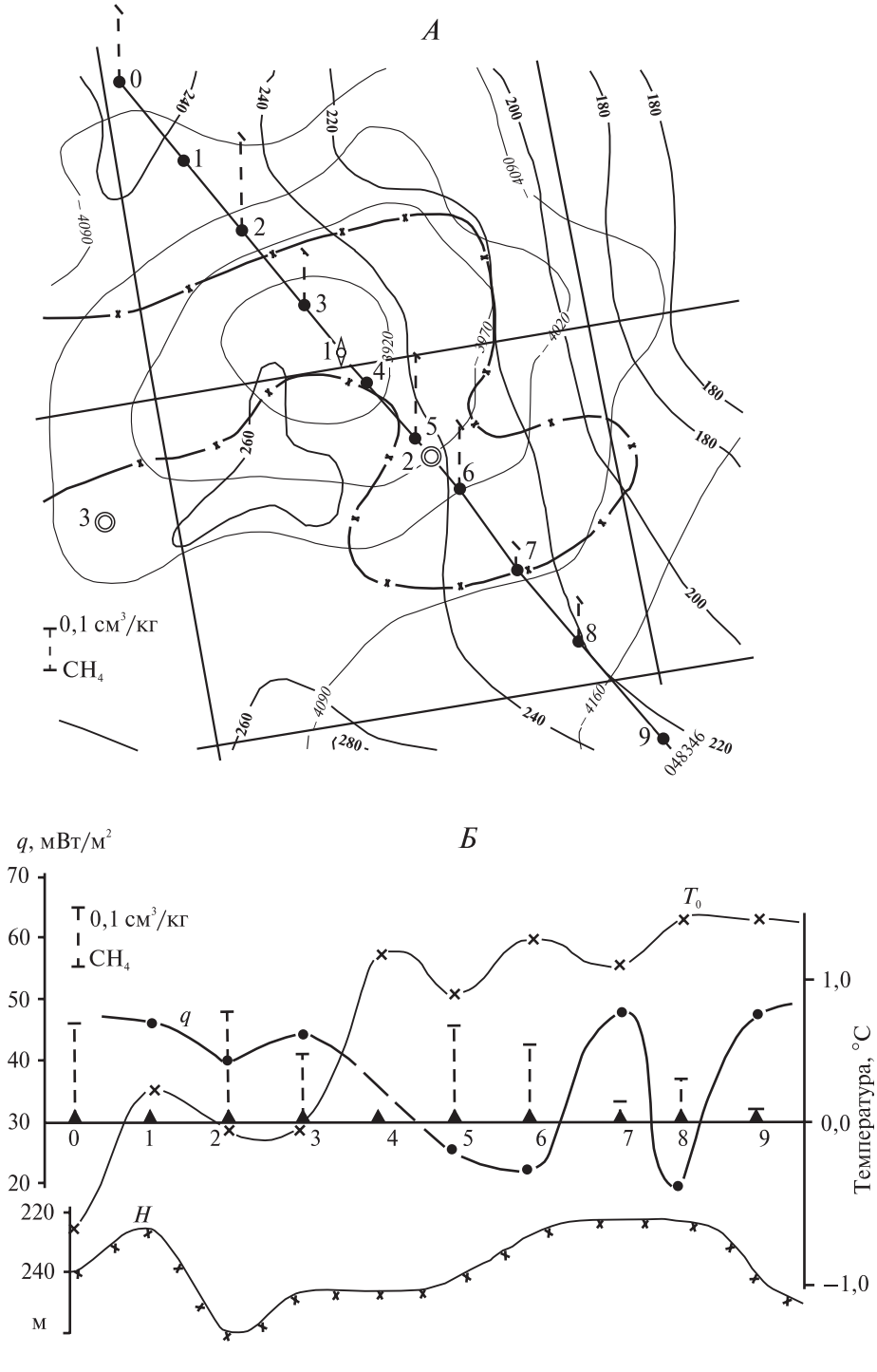


Рис. 5.4. Характер изменения геотермических параметров и содержания метана в донных отложениях по профилям 078725 (*А*) и 078703 (*Б*) Ледовой площади (по [Левашкевич, 2005])

Условные обозначения см. на рис. 5.2

Арктическая структура (рис. 5.5) была выявлена в результате поисково-разведочных работ на нефть и газ в центральной части Южно-Баренцевской впадины южнее Штокмановской площади при исследовании триас-юрских отложений региона. Она расположена в опущенной части впадины, где осадконакопление происходило в условиях постепенного и устойчивого прогибания седиментационного бассейна при относительно спокойном тектоническом развитии. Пробуренными на ней скважинами выявлены газопроявления в верхнетриасовых и нижнеюрских отложениях [Гаврилов и др., 1993].


А
0,1 см³/кг
CH₄
Б
q, мВт/м²
Температура, °С
T₀
H
м

В геоморфологическом отношении площадь находится на западном склоне Гусинской банки. Этот район характеризуется сложными гидрологическими условиями, где Мурманское течение смешивается с Центральным и разбивается на более холодное Новоземельское и более теплое Колгуево-Печорское. Такой характер придонных течений сильно влияет на температурный режим придонных вод и донных отложений, что значительно усложняет интерпретацию полученных данных и делает невозможным применение метода вариации теплового потока в модификации В.В. Суетнова [1975].

На площади выполнено термозондирование донных отложений по профилю юго-восточного направления (см. рис. 5.5, *А*). Результаты исследований в виде графиков плотности измеряемого теплового потока, содержания метана в донных отложениях и изменения температуры в осадках на глубине 0,5 м представлены на рис. 5.5, *Б*.

Следует сразу отметить связь измеренной в осадках температуры с характером изменения рельефа дна, что свидетельствует о сильном влиянии гидрологического фактора. Расчетный тепловой поток в осадках на глубине 1 м изменяется в пределах площади незакономерно — от 25 до 45 мВт/м^2, что обусловлено неодинаковым влиянием температурного режима на различных станциях. Оценить это влияние для каждой станции не удается из-за отсутствия режимных наблюдений по ним. Влияния активных процессов тепломассопереноса на локальных участках в верхней части чехла в пределах структуры на исследуемом профиле не наблюдается. Однако отмечается высокая интенсивность теплового поля. Плотность теплового потока, измеренная в глубокой скважине, составляет 77 мВт/м^2 (см. главу 3).

Высокий тепловой поток, установленная эпигенетичность углеводородов в донных отложениях, а также контрастность рельефа дна позволяют высказать предположение об относительно недавней тектонической активизации земной коры в этой части Южно-Баренцевской впадины. Здесь восходящие глубинные углеводородсодержащие газожидкостные смеси экранируются мощной глинистой толщей триаса, что приводит к повышению температуры пород в ее подошве и влияет на повышение кондуктивного теплового потока в вышележащих, вскрытых бурением отложениях. Косвенным подтверждением этому являются аномально высокие пластовые давления (коэффициент аномальности близок к 1,9 [Гаврилов и др., 1993]) в соответствующей части осадков. Такие условия типичны для центральной части Южно-Баренцевской впадины и для ее наиболее погруженных бортовых участков. При наличии в их

⇐

Рис. 5.5. Структурная карта по отражающему горизонту Б (T_3) (*А*) и результаты геотермических исследований по профилю 048346 (*Б*) Арктической площади (по [Левашкевич, 2005])

T_0 — температура дна; H — глубина моря.

Остальные условные обозначения см. на рис. 5.1 и 5.2

пределах ослабленных зон, связанных с тектоническим дроблением, и резкого изменения процессов тепломассопереноса условия для формирования месторождений углеводородов могут радикально изменяться, а уровень теплового потока над месторождениями может быть выше, чем в Арктической структуре.

Таким образом, становится совершенно очевидным, что при использовании метода вариаций плотности теплового потока для оценки продуктивности локальных структур необходимо учитывать геологические и гидрогеологические особенности не только всего региона, но и отдельных крупных структур и тектонических зон.

Представленные данные по локальным структурам Баренцева моря убеждают, что, несмотря на методические сложности интерпретации геотермических данных, включение геотермических работ в комплекс поисково-разведочных исследований на нефтяных и газовых месторождениях является эффективным способом оконтуривания локальных залежей.

Глава 6
Геотермические данные — индикатор процессов деструкции континентальной коры на севере Свальбардской плиты

Полученные в ходе экспедиционных работ измерения аномально высокого теплового потока в ортогональных к кромке шельфа трогах Франц-Виктория и Орла (Стурё) заставляют по новому подойти к объяснению тектонической позиции и структуры литосферы в этой части Баренцева моря.

Подробное описание полученных геотермических результатов нами приведено в главе 3. Здесь мы рассмотрим структуру литосферы и соотношение теплового поля с другими геолого-геофизическими данными.

Экстраполяция измеренных температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине 6,5–7,0 км под дном в желобе могут быть встречены солидусные температуры (рис. 6.1, см. цв. вкл.).

Другие характеристические температуры, такие как температура катагенеза органического вещества, температура изо-Кюри и температура солидуса базальта здесь тоже находятся на аномально малых глубинах (рис. 6.2, см. цв. вкл.). Это говорит о проникновении деструкции континентальной коры на всю ее мощность и о внедрении в фундамент (а, возможно, и в нижние слои осадочного чехла) горячего мантийного (?) вещества. Отсутствие признаков конвективной разгрузки глубинного тепломассопотока на дне обусловлено высокой скоростью накопления терригенного и моренного материала, который экранирует проявления зон разгрузки флюидов в придонный слой. Для решения вопроса о степени выноса глубинного материала целесообразно проведение гидрохимического опробования придонных слоев с целью анализа индикаторов мантийного тепломассопереноса ($^3He/^4He$ и др.).

Морфология трога, а также полученные впервые для этой структуры геотермические данные показывают, что желоб Орла имеет тектоническую природу. Это скорее всего рифт, затрагивающий земную кору на всю ее мощность и находящийся сейчас в активной фазе развития.

Но полученные данные выглядят еще значительнее, если рассматривать более общую проблему деструкции Баренцевоморской континентальной окраины на фоне других относящихся к этой проблеме явлений.

На северной окраине шельфа Баренцева моря развита система трогов (желобов), выраженных в рельефе дна. Они ориентированы меридионально, ортогонально к краю шельфа и «раскрываются» по направлению к континентальному склону. Кроме трога Орла, это троги Воронина, Святой Анны, Франц-Виктория, а также менее крупные структуры — проливы Британский канал в архипелаге ЗФИ и Хинлопен в архипелаге Свальбард (рис. 6.3). В последние годы все чаще говорят о тектоническом происхождении этих трогов, применяя к ним термины «грабены» или «рифты» [Мусатов, 2004; Богданов, 2004].

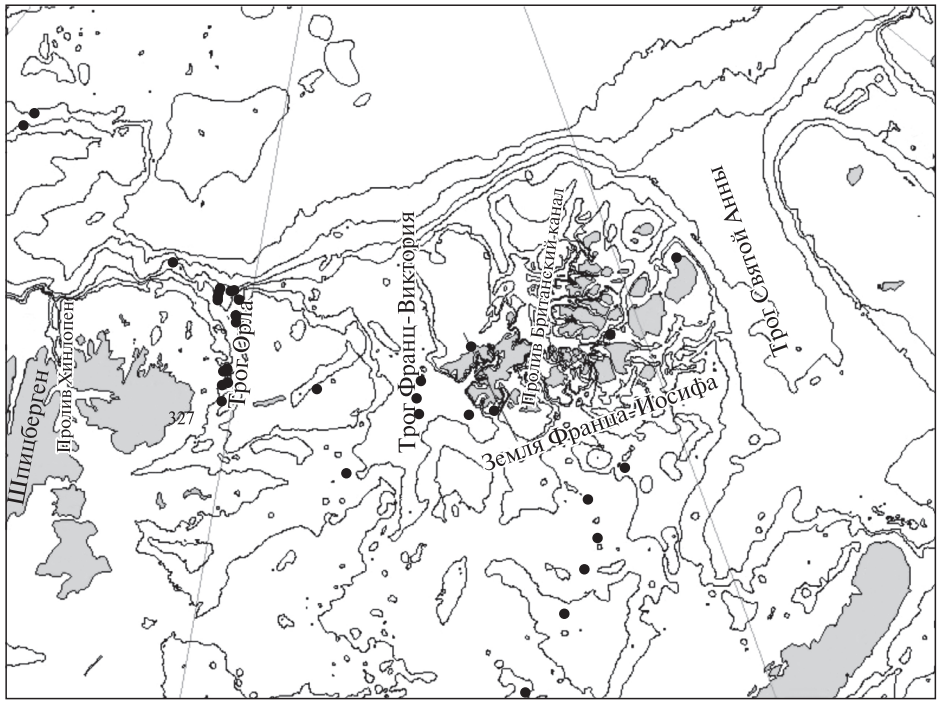


Рис. 6.3. Расположение ортогональных трогов на северной окраине Свальбардской плиты

Трог Орла из перечисленных крупных депрессионных структур занимает самое западное положение и по своим морфологическим характеристикам близок к структурам меридионального простирания приблизительно такого же масштаба на островах Шпицбергена. На о-ве Западный Шпицберген это система фьордов Бокк-фьорд, Вуд-фьорд и Вейде-фьорд, а также упомянутый пролив Хинлопен. Их продолжение в море, в районе к северу от побережья острова, из-за тяжелых условий мореплавания почти не изучено, но похоже, что они, аналогично желобу Орла (Стурё), выходят в область шельфа и, воз-

можно, континентального склона. На карте мощности осадочного чехла, построенной по магнитным данным [Лихачев и др., 2004], на площади к северу от Шпицбергена, приблизительно до широты 82 °с.ш., т.е. с выходом уже на борт котловины Нансена, просматривается, правда с расплывчатыми очертаниями, меридиональная ориентировка отрицательных структур.

Этого же типа нарушения обнаружены на севере о-ва Северо-Восточная Земля [Попов, Маулини, 2008]. С использованием метода радиолокационного изучения (профилирования) подледного рельефа здесь показано существование узкого трога Рийп-Фьорд, обусловленного разрывами. По заключению авторов, «ледник развивается по разлому, вырабатывая троговую долину»; наличие разлома предполагалось и раньше на основании геологических соображений. Это, по-видимому, еще одна структура (грабен?), стоящая в одном ряду с остальными меридиональными трогами данного сектора Свальбардской континентальной окраины.

Отмеченные структуры, расположенные ортогонально к северной кромке Баренцевоморского шельфа, ориентированы параллельно континентальному склону к западу от Шпицбергена и также параллельно океаническому хребту Книповича, т.е. структурам раскрытия данного сектора Северной Атлантики. Такой структурный план позволяет предположить геодинамическое единство системы океанических (хребет Книповича) и континентальных (Шпицберген) структур.

Особое значение для понимания новейшей тектонической активности субмеридиональных желобов (грабенов) и ограничивающих их систем разрывов имеют молодые вулканы Шпицбергена. Вулканические аппараты этого возраста сосредоточены в северо-западной части архипелага вблизи заливов Бокк-фьорд и Вуд-фьорд.

По данным А.Н. Евдокимова [2000], продукты излияний представлены лавами и пирокластикой субщелочных оливиновых базальтов. Возраст наиболее древних извержений по изотопным данным определяется в интервале от 2,7±1 до 2,0±1 млн лет. Самые поздние извержения — совсем недавние: по геологическим данным (вулканогенный материал в морских террасах) они датируются временем 10 тыс. лет. В работе А.Н. Сироткина и В.В. Шарина [2006] уточняется время последних двух эпизодов вулканизма в неоплейстоцене–голоцене, второй из которых, в районе вулкана Сверре, датируется средним голоценом. В этих же районах наблюдается современная гидротермальная активность, выраженная двумя группами ныне действующих термальных источников с обнаруженной Э.М. Прасоловым и И.Л. Каменским заметной примесью мантийного гелия ([Гидрогеология..., 1983]; а также Б.Г. Поляк, устное сообщение).

Показательны следующие характерные особенности вулканизма:

1) приуроченность проявлений вулканической и гидротермальной активности к разломным зонам меридионального простирания;

2) присутствие в вулканическом материале ксенолитов, что показывает глубинность и масштабность процессов;

3) направленное изменение состава в сторону возрастания щелочности в северном направлении и омоложение в том же направлении возраста вулка-

низма, что расценивается как следствие более общего процесса раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна и бассейна СЛО [Евдокимов, 2000].

Заметим, что севернее Шпицбергена, на плато Ермак, получены аномальные значения теплового потока (110–125 мВт/м^2) и есть признаки наличия подводных вулканов. В случае подтверждения этих данных получится убедительная аналогия с наблюдениями в желобе Орла, свидетельствующая о сходных тенденциях развития этих структур.

Интересные в контексте обсуждаемого вопроса данные получены при сравнительном исследовании каменного материала, в основном пород базальтового состава, поднятого при драгировании в океане в осевой зоне и флангах хребта Книповича и неоген-четвертичных вулканических пород северо-западного Шпицбергена [Соболев, Сущевская, 2010]. В эволюции составов базальтов в неогене–квартере имеются признаки утонения или разрушения континентальной коры, отражающие, как и отмеченные выше данные по тепловому потоку, происходящую ныне деструкцию континентальной коры в краевой части шельфа. По данным указанных авторов, главным источником неогеновых магм Шпицбергена был расплав, образовавшийся в условиях мощной континентальной литосферы как результат реакции мантийного перидотита с веществом рециклированной древней океанической и нижней континентальной коры.

Но с омоложением возраста (от неогена до современного) в источниках магматизма Шпицбергена, как и хребта Книповича, прослеживается последовательное уменьшение доли пироксенитового («континентального») компонента. Иными словами, наблюдается смещение состава магматических пород Шпицбергена из поля пироксенитовой мантии в случае неогеновых пород в сторону поля океанической мантии (MORB, фланги и осевая зона хребта Книповича) для четвертичных пород, что, в частности, наглядно видно на диаграмме составов оливина (см. рис. 6 из статьи А.В. Соболева и Н.М. Сущевской [2010]). Конечная, на сегодняшний день, стадия этого процесса представлена четвертичными щелочными базальтами Шпицбергена. Эта тенденция объясняется утонением или разрушением континентальной коры (литосферы).

Таким образом, система упомянутых структур — желобов или трогов — обладает рядом общих черт. Не все они в полном наборе установлены в каждой конкретной структуре. Но, суммируя данные по совокупности структур, можно воссоздать обобщающую модель их строения, в достаточно полной степени обладающую признаками структур рифтового типа (морфология желобов; структура грабенов на суше; четвертичный, вплоть до голоцена, вулканизм и современные термальные проявления; активная — «живая» современная тектоника) — признаками, отражающими процесс современной деструкции континентальной коры. Надо заметить, что это с большей или меньшей убежденностью предполагалось и ранее, но для доказательства не хватало решающих аргументов. Обнаружение аномально высокого теплового потока в желобе Орла (Стурё) сыграло роль такого решающего аргумента.

Вывод о связи формирования грабенов и всего описанного комплекса тектонических и магматических явлений с событиями плиоцен-четвер-

тичного времени вписывается в представления о геологической истории рассматриваемой области, но также и дополняет её. Неотектоника, четвертичная тектоника, современная тектоническая активность Баренцевоморского шельфа и его внешней зоны, интересующей нас в первую очередь, рассмотрены в многочисленных работах [Гусев и др., 2003; Дибнер, 1978; Крапивнер, 2007; Мусатов, 1989, 1990, 1996, 2004; Шипилов и др., 2003, 2006]; количество ссылок можно было бы многократно увеличить. В развитии области отчетливо выделяется новейшая эпоха (неоген–квартер), предварявшаяся сильной эрозией более древних образований. Комплекс отложений неогена–квартера с угловым несогласием и глубоким размывом залегает на эродированной поверхности донеогеновых пород [Мусатов, 1990]. Неоген или время, непосредственно ему предшествовавшее, ознаменовалось значительными тектоническими событиями в региональном и более общем масштабах. С этим временем связано оформление общего геоморфологического облика территории, включая образование сводово-купольных, по Е.Е. Мусатову, поднятий архипелагов, являющихся реликтами донеогеновой поверхности. К их числу относятся интенсивные дислокации, давно выявленные в западной части Шпицбергена. Для объяснения геодинамических условий их образования рассматривались различные схемы, но в большинстве из них эти дислокации связываются с процессами океанообразования или взаимодействия Гренландского и Свальбардского континентальных массивов.

О высокой интенсивности тектогенеза этого времени, затронувшего кору Шпицбергена, свидетельствует также постседиментационный метаморфизм палеогеновых каменных углей Западного Шпицбергена, для которых, по данным Ю.Я. Лившица, характерна «исключительно высокая степень их уплотненности и значительная (иногда почти до паровичножирных) степень метаморфизма» [Лившиц, 1973, с. 80]. По этому признаку угленосные отложения Шпицбергена отличаются от одновозрастных (также угленосных) отложений смежных арктических территорий — Канадского архипелага, Новосибирских островов и прилегающих частей арктического побережья России и даже Гренландии, где они подверглись интенсивному контактному метаморфизму. К данным, приведенным Ю.Я. Лившицем, добавим, что все это является признаком интенсивного прогрева коры в послепалеогеновое время.

Вместе с тем, в истории новейшей эпохи обособляется последний по времени этап, приблизительно соответствующий четвертичному периоду, с особым тектоническим режимом и тектоническим планом (о точных возрастных рамках этого этапа судить трудно: иногда их расширяют до плиоцена–квартера, иногда сужают до позднего плейстоцена — голоцена). С ним, судя по всему, и связано образование системы описываемых грабенов. Покров четвертичных осадков в разных частях Баренцевоморского шельфа представлен разными по возрасту горизонтами. В окрестностях Шпицбергена, например, он начинается с отложений эоплейстоцена [Гусев и др., 2003]. Но в целом и здесь, и на остальной территории он практически повсеместно отделен от нижележащих отложений эрозионной

поверхностью. Не менее, по-видимому, значительная, регионально выраженная и, вместе с тем, наиболее молодая эрозионная граница находится в основании толщи осадков среднего плейстоцена–голоцена.

Получен ряд данных, свидетельствующих об активном тектогенезе плиоцена и четвертичного периода, вплоть до современной эпохи, выразившемся в воздымании территории Баренцевоморского шельфа (и островной суши), сильном размыве и перестройке тектонического плана. Не претендуя на полноту, укажем некоторые из них. Факт значительной эрозии подтверждается результатами изучения голоценовых донных осадков, поднятых в ряде пунктов (на севере Британского канала — колонка AF-0704 и в желобе Воронина — колонки AF-0708, AF-0716) во время экспедиции НЭС «Академик Федоров» в 2007 г. [Деревянко, Гусев, 2009]. В них, в отложениях голоцена, обнаружены богатые спектры переотложенных спор пыльцы эоцена и неогена. Эти данные указывают на существование морского осадконакопления на Баренцевоморском шельфе в палеогене и неогене и их последующий, вплоть до полного уничтожения, размыв во внешней зоне арктического шельфа России. Данный вывод согласуются с издавна известными данными по Шпицбергену, свидетельствующими об активизации восходящих дифференцированных поднятий, начавшихся в плиоцене (в миоцене еще существовал седиментационный бассейн) и их резком усилении (увеличении скорости воздымания) в голоцене [Семовский, 1967]. Наблюдения разных лет, включая результаты недавних маршрутных исследований в нескольких районах Шпицбергена [Зыков, Балуев, 2008], да и просто сам факт наличия на Шпицбергене расчлененного альпийского рельефа, с очевидностью показывают, что активная тектоника, с морфологическими особенностями блоковой тектоники, свойственна архипелагу вплоть до сегодняшнего дня.

Интересные данные получены по более южной (центральной) части Баренцевоморского шельфа [Крапивнер, 2007]. Даже в этом, тектонически не самом активном районе шельфа, по геолого-геоморфологическим данным устанавливаются тектонические нарушения с заметными амплитудами смещения. В частности, система нарушений субмеридионального простирания (аналогичного простирания грабенов–желобов) выявлена в области южного продолжения желоба Франц-Виктория. Но особенно примечательно, что наиболее молодые элементы донного рельефа отчетливо наложены на мезозойские структуры, унаследованные на предыдущем этапе неотектонической активизации. Это указывает, по мнению Р.Б. Крапивнера [2007] на самостоятельность самой молодой ее фазы, начавшейся, вероятно, 22–25 тыс. лет назад. Датирование этих особенно активных событий поздним плейстоценом — голоценом согласуется с остальным комплексом данных.

По данным Е.Е. Мусатова [1990], расчленение северного континентального склона Баренцевоморского шельфа субмеридиональными грабенами (желобами), отражающее общую перестройку тектонического плана, произошло перед плейстоценом. По заключению этого же автора [Мусатов, 1996], возраст осадков в желобах на шельфе не древнее четвертичного.

Таким образом, рассмотренные структуры желобов или трогов обладают рядом общих черт. Суперпозиция данных по всей их совокупности позволяет создать обобщающую модель их строения, обладающую признаками структур рифтового типа (морфология желобов, структура грабенов на суше, четвертичный, в том числе голоценовый вулканизм, термическая активность, гидротермальная разгрузка, альпийский расчлененный рельеф), т.е. признаками, характерными для процесса современной деструкции континентальной коры. Справедливости ради, надо заметить, что современная деструкция континентальной коры предполагалась и ранее, но для доказательства этого не хватало количественных данных. Обнаружение аномально высокого теплового потока в желобе Орла сыграло роль недостающего решающего аргумента.

В результате выполненных исследований можно, думается, считать закрытым вопрос о природе Баренцевоморской и Свальбардской систем желобов. Материалы по желобу Орла (Стурё) в принципе характеризуют и остальные структуры этого типа, хотя и с одной существенной оговоркой. Если для западного ряда рассматриваемых структур — желоба Орла (Стурё) и грабенов-фьордов Шпицбергена активность в настоящее время очевидна, то этого нельзя утверждать для восточных желобов — желоба Франц-Виктория и остальных (хотя отмеченные выше признаки повышенного теплового потока в желобе Франц-Виктория, возможно, могут рассматриваться как свидетельство его современной активности). Их тектоническое происхождение и связь с неотектоническими процессами деструкции коры краевых участков шельфа Баренцевого моря весьма вероятны, но главный период их развития, возможно, приходится на немного более раннее время или, напротив, только еще начинается. Заглядывать в будущее — задача неблагодарная, и нельзя исключить также и того, что их формирование (иными словами, процесс деструкции коры) на этой стадии завершится. В любом случае обсуждаемые структуры надо рассматривать как рифты (грабены) единой системы, но находящиеся на разных стадиях формирования. Все они морфологически выражены и служат каналами для эрозионной деятельности и транспортировки осадочного материала.

Для выбора правильного варианта необходимы дополнительные, в первую очередь, геотермические, наблюдения в желобах, особенно важно получить более полные данные по желобу Франц-Виктория и районам к северу от Шпицбергена.

Кинематическая и геодинамическая ситуации плиоцена и квартера во внешней зоне Баренцевоморского шельфа — в районе Шпицбергена и на остальной территории к востоку от него — требует дальнейшего изучения. В реконструкциях необходимо найти место комплексу разнообразных структур на суше (Шпицберген и другие острова) и в акватории, таких как грабены (свидетельствующие о растяжении), нарушения сдвигового характера, входящие в систему Шпицбергенско-Северогренландской зоны сдвига, с которой, вероятно, обусловлено формирование хребта Книповича, и другие структуры сжатия. При этом, для корректных построений структурные формы и нарушения требуется «рассортировать» по возрасту, посколь-

ку даже на протяжении неогена–квартера геодинамические условия сильно менялись, и суммарная, осредненная картина, скорее всего, не отражает реальную обстановку отдельных этапов. Всего этого пока с необходимой убедительностью не сделано, хотя имеются интересные и важные фрагменты картины, обеспечивающие приближение к истине. Однако для создания завершенных моделей данных в настоящее время не хватает.

Относительно геодинамической обстановки описанного интервала времени, существует мнение [Крапивнер, 2007; Шипилов и др., 2006], согласно которому Баренцевоморская континентальная окраина находится под воздействием двух взаимно перпендикулярных спрединговых хребтов — Книповича и Гаккеля. Наверно, в самой общей форме и для кайнозойской истории в целом это справедливо. Но на поздних этапах этой истории (какая-то часть миоцена и квартер или, с полной очевидностью, плиоцен–квартер) и в отношении рассматриваемой группы структур и связанного с ними магматизма влияние хребта Гаккеля, скорее всего, минимально. «Первую скрипку», очевидно, играют процессы, вызвавшие формирование хребта Книповича и связанных с ним структур в океанической и континентальной литосфере. Так что приходится пока ограничиваться констатацией признаков высокой тектонической активности, свидетельствующих в целом о деструкции континентальной коры, вовлеченности ее краевых частей в единый процесс с процессами, происходящими в океане (что само по себе, конечно, важно), оставляя более детальную расшифровку на потом.

В данном случае мы имеем дело с особым типом континентальных окраин — типом, который, кажется, не встречается, во всяком случае, в таком ярком проявлении, в других местах Мирового океана. По мнению некоторых авторов, высокая интенсивность тектонических процессов сближает Западно-Арктическую окраину с активными окраинами. Так, по словам из работы [Федоров, Мусатов, 1992]: «широкое развитие субокеанических впадин и желобов, борта которых сейсмичны, голоценовый вулканизм на краевых архипелагах и наличие пояса приокеанических поднятий дают основания предполагать переходный от пассивного к активному тип материковой окраины в Западной Арктике» (с. 52). Это, конечно, преувеличение: определяющих признаков активной окраины, так же как перехода к ней, здесь нет. Но акцент на перечисленных особенностях поставлен не без оснований: данный тип (или данный участок) пассивной окраины действительно отличается повышенной активностью тектонических процессов.

Однозначно раскрыв природу современной активности западного ряда желобов (желоба Орла и грабенов-фьордов Шпицбергена), мы не можем то же утверждать для восточных желобов — желоба Франц-Виктория и др. Их тектоническое происхождение очевидно, но пик периода активности приходился на конец мезозоя [Верба и др., 2004; Грачев, 2001], а в настоящее время, наряду с релаксацией позднемезозойской термической активности, они, возможно, служат каналами для транспортировки осадочного материала.

Заключение. Выводы и рекомендации

Технология термической томографии использует самые современные программные и аппаратные средства для численного моделирования геолого-геофизической эволюции бассейнов осадконакопления. В настоящее время она может быть реализована в подавляющем большинстве организаций, ведущих поисково-разведочные работы на углеводородное сырье.

Практическое значение термотомографической методики применительно к осадочным бассейнам заключается в нахождении температурных границ, контролирующих генерацию углеводородов — их катагенетическое преобразование. Таким образом, зная глубину и локализацию температурных условий катагенеза органического вещества в объемной геометрии, можно говорить о скоплении углеводородов при наличии соответствующих структур-ловушек.

Метод термической томографии основан на совместной обработке данных сейсмического профилирования и геотермических измерений. Авторами разработано оригинальное программное обеспечение, позволяющее получить двух- и трехмерные (объемные) модели распределения глубинных температур в осадочных бассейнах. С их помощью фиксируется интервал катагенетического преобразования органического вещества, приводящий к формированию залежей углеводородов.

Термотомография выявляет характерные формы распределения температурного поля, контролирующие локализацию месторождений нефти и газа. Впервые обнаружены неизвестные ранее термические структуры — изометричные «термические купола», представляющие собой куполообразный подъем изотерм. Выявлена приуроченность промышленных месторождений углеводородов именно к этим куполам.

Исходя из возможностей метода, можно получать срезы по любому сечению и строить карты распределения температур и плотности теплового потока на любой исследуемой глубине, а также изучать изотермические поверхности, отражающие глубину расположения нефтегазоносных структур. Отметим, что основные продуктивные нефтегазоносные скважины расположены в зоне повышенных температур (термических куполов).

Таким образом, 3D-геотермические модели обусловили появление дополнительного поискового признака при разведке углеводородов на акваториях.

Метод термотомографии может применяться при любом масштабе исследований — от всего осадочного бассейна, соответствующего региональному масштабу, до локальной структуры. В первом случае он может рассматриваться как прогнозный, а во втором — как поисково-разведочный.

Появилось доказательство возможности ограничения района поисков месторождений зоной распространения термического купола, что дает значительную экономию средств при поисково-разведочных работах на акваториях.

Применение предложенной методики прогнозирования нефтегазоносности на суше и на шельфовых акваториях имеет стратегическое значение для России, так как при существенной экономии капиталовложений может обеспечить рост сырьевого потенциала страны, экономическую стабильность и, в конечном итоге, устойчивое развитие общества.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Геотермическое поле изометричных или мозаичных областей может быть корректно отражено только в трехмерной геометрии; этот способ предоставляет возможность оценить изменения теплового поля, как по латерали, так и по глубине.

2. Температурные аномалии и аномалии теплового потока формируются за счет неравномерного распределения тепловых источников, а также за счет структурно-теплофизических неоднородностей, обусловленных литолого-фациальным и тектоническим факторами.

3. Основной теплофизической границей в осадочных бассейнах Арктики является граница между подошвой фанерозойских осадков и кровлей докембрийского фундамента. Наличие линз низкотеплопроводных консолидированных осадков мезозоя–кайнозоя обусловливает появление аномалий низкого теплового потока.

4. Фоновый тепловой поток в южной части Баренцево-Карского осадочного бассейна составляет 54–55 мВт/м^2, но в северо-западном и северо-восточном направлениях он монотонно повышается, достигая вблизи архипелагов значений 65–72 мВт/м^2.

5. Котловины Подводников в Амеразийском бассейне, исходя из имеющихся данных о строении земной коры, а также на основании моделирования толщины литосферы, можно рассматривать как структуры пассивной континентальной окраины Атлантического типа. Анализ термического режима литосферы этих структур не позволяет говорить о проявлениях новейшей тектонической активности. По-видимому, котловины Подводников сформированы на месте континентального блока, существовавшего в геологическом прошлом, при прогибании верхней части литосферы.

6. Доказаны признаки современной тектонической активности, вплоть до полной деструкции континентальной коры, на северной окраине Свальбардской плиты. В системе ортогональных относительно края шельфа трогов имеются современная высокая сейсмичность, контрастная геоморфологическая обстановка, источники четвертичного вулканизма и гидротермальной деятельности, а также ураганно высокий тепловой поток, на порядок превышающий фоновые значения для остальной части Свальбардской плиты.

Summary

The thermal tomography technique exploits the most actual software and devices to simulate geological-geophysical evolution of sedimentary basins. Now it can be used by the majority of companies dealing with hydrocarbons exploration.

The key feature of the thermal tomography technique applied to sedimentary basins is detection of the temperature limits that control hydrocarbons generation. 3D-model of catagenesis interval combined with data of distribution in space of structural traps let us expect hydrocarbon accumulation in distinct places.

The thermal tomography technique is based on the co-processing of the seismic profiling and geothermal data. We developed the original software that allows to simulate 2D- and 3D-models of terrestrial temperatures distribution in sedimentary basins. These catagenesis temperature intervals is the most prospective for hydrocarbon formation.

The thermotomography reveals characteristic forms of the temperature field allocation, controlling the oil and gas fields localization. For the first time earlier unknown thermal frames — isometric «thermal domes» were discovered, which are dome-shaped uplift of the isotherms are associated with major hydrocarbon fields and provinces.

Proceeding from method possibilities, it is possible to receive slices on any section and to mapping of temperatures and heat flow distribution on any investigated level, as well the isothermal surfaces reflecting depth of oil-gas deposits. We will notice that the main productive boreholes are located in a thermal domes area.

Thus, 3D-geothermal models have caused appearance of an additional search sign at investigation of hydrocarbons on water areas.

The thermotomography method can be applied at any scale of researches — from whole sedimentary basin corresponding to regional scale, to local deposit. In the first it can be considered as forecasting feature, while the second — as a prospective.

It was proven that the limitations of search zone can be made by the thermal dome boundarlies.

Application of the proposed procedure of oil-gas forecasting on a land and on shelf water areas has strategic value for Russia since at essential economy of capital investments can provide growth of the country hydrocarbons potential, economic stability and, finally, a society sustainable development.

The received results allow to draw following conclusions.

1. The geothermal field of isometric or mosaic areas can be correctly reflected only in 3D-geometry; this mean gives possibility to estimate change of a thermal field both on the lateral, and on the depth.

2. Temperature and heat flow anomalies are formed by non-uniform thermal sources distribution, as well as by the structural and thermal conductivity heterogeneities caused lithological and tectonic factors.

3. The basic thermal boundary in the arctic sedimentary basins is the border between a Phanerosoic sediments and Precambrian basement. The presence of low thermal conductivity lenses of the consolidated Mesozoic-Cenozoic deposits causes the low heat flow anomalies appearance.

4. The background heat flow in the southern part of Barents-Kara Sea sedimentary basin is 54–55 mW/m^2, but it is steadily increased to the north-west and north-east to 65–72 mW/m^2 near the Spitsbergen and Franz Josef Land archipelagos.

5. The Podvodnikov deeps situated in Amerasian basin, according to crust structure data and simulated lithosphere thickness probably are the continental structures of passive Atlantic type. The thermal regime of the lithosphere of that structures is like that of other stable tectonic regions. Apparently, the Podvodnikov deeps are formed by subsidence of lithosphere on the continental crust block, which existed in the geological past.

6. The manifestations of modern tectonic activity are proved, such as complete destruction of the continental crust at the northern part of the Svalbard plate. The system of the troughs, orthogonal to the shelf edge, shows recent high seismicity, contrast geomorphological features, and Quaternary volcanism and hydrothermal activity, as well as extremely high heat flow that is more than ten times greater than values for the rest of the Svalbard plate.

Литература

Айзберг Р.Е., *Гарецкий Р.Г.*, *Карабанов А.К.*, *Каратаев Г.И.*, *Матвеев А.В.* Разломы земной коры Беларуси / Ред. Р.Е. Айзберг. Минск: Красико-Принт, 2007. 372 с.

Айзберг Р.Е., *Гарецкий Р.Г.*, *Синичка А.М.* Сарматско-Туранский линеамент земной коры // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 41–51.

Андиева Т.А. Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых // Нефтегазовая геология: Теория и практика. 2008. № 3. С. 3–31.

Арктика на пороге третьего тысячелетия (ресурсный потенциал и проблемы экологии) / Гл. ред. И.С. Грамберг, Н.П. Лавёров, Д.А. Додин. СПб: Наука, 2000. 247 с.

Артеменко В.И., *Маловицкий Я.П.* Морская геотермическая съемка. М.: Недра, 1979. 103 с.

Атрощенко П.П. Геотермические условия северной части Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1975. 104 с.

Ахмедзянов В.Р., *Ермаков А.В.*, *Хуторской М.Д.* Тепловой поток и температуры в земной коре западнее Шпицбергена (26-й и 27-й рейсы НИС «Академик Николай Страхов») // Мониторинг: Наука и технологии. 2011. № 1/6. С. 6–18.

Аширов Т. Геотермическое поле Туркмении. М.: Наука, 1984. 160 с.

Бекасова Н.Б., *Попов Ю.А.*, *Ромушкевич Р.А.* Теплопроводность осадочных пород Баренцевоморского региона. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 48 с.

Березин В.В., *Попов Ю.А.* Геотермический разрез Печенгской структуры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 80–88.

Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.

Боголепов А.К., *Мурзин Р.Р.*, *Хачатрян С.С.* Глубинное строение Восточно-Баренцевской и Южно-Карской рифтовых систем // Материалы Всерос. конф. «300 лет горно-геологической службе России». Т. 3. СПб, 2000. С. 18–20.

Боголепов А.К., *Шипилов Э.В.*, *Юнов А.Ю.* Новые данные о соленосных бассейнах Западно-Арктического шельфа Евразии // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 4. С. 718–722.

Бойков А.М. Нестационарные методы морской терморазведки. М.: Наука, 1986. 135 с.

Бро Е.Г., *Преображенская Э.Н.*, *Войцеховская А.Г. и др.* Обработка и обобщение материалов бурения параметрических скважин ХЕЙСА-1 (о. Хейса, архипе-

лаг Земля Франца-Иосифа): Отчет о НИР (заключительный) (№ ГР 1-81-24/17 КШ). Л., 1982. 314 с.

Бро Е.Г., *Преображенская Э.Н.*, *Ронкина З.З. и др.* Параметрические скважины на о-ве Колгуев // Сов. геология. 1988. № 3. С. 82–88.

Булин Н.К., *Егоркин А.В.* Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.

Бурштар М.С. География и геология нефти и газа СССР и зарубежных стран. М.: Недра, 1979. 379 с.

Верба В.В., *Астафурова Е.Г.*, *Леонов В.О.*, *Мандриков В.С.*, *Хлюпин Н.И.* Строение северной континентальной окраины Баренцевского шельфа в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, 2004. С. 169–175. (Тр. НИИГА–ВНИИОкеангеология; Т. 203).

Верба М.Л. Сравнительная геодинамика Евразийского бассейна. СПб: Наука, 2008. 191 с.

Верба М.Л., *Шаров Н.В.* Состояние изученности и основные проблемы глубинного строения Баренцевского региона. Ч. 1. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1998. С. 11–41.

Вержбицкий Е.В. Геотермический режим, тектоника дна и температуры генерации углеводородов в восточной части Баренцева моря // Геотектоника. 2002. № 1. С. 76–85.

Вернадский В.И. Избранные сочинения: В 5 т. / Отв. ред. А.П. Виноградов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 4, кн. 2. 651 с.

Волож Ю.А. Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсмостратиграфического анализа): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 49 с.

Гаврилов В.П., *Федоровский Ю.Ф.*, *Тронов Ю.А.*, *Винниковский В.С.* Геодинамика и нефтегазоносность Арктики / Ред. В.П. Гаврилов. М.: Недра, 1993. 323 с.

Галушкин Ю.И., *Смирнов Я.Б.* Термическая история осадочных бассейнов: Экспресс-методы оценки теплового потока // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 105–112.

Гарецкий Р.Г., *Айзберг Р.Е.*, *Астапенко В.Н. и др.* Литосфера белорусской части геотрансекта Eurobridge // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 1. С. 4–12.

Гарецкий Р.Г., *Печерников В.В.*, *Айзберг Р.Е.*, *Клушин С.В.* Отражение глубинного строения Припятского палеорифта в термобарических показателях платформенного чехла // Сов. геология. 1990. № 3. С. 93–98.

Геология Беларуси. Минск: ИГН НАН Беларуси, 2001. 815 с.

Геолого-геотермические и геохимические исследования в районах углеродистых полезных ископаемых Баренцевоморского региона: Отчет о НИР (заключительный) / Рук. Л.А. Цыбуля (№ ГР 01.87.0005458). Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1990. 269 с.

Геотермическая карта СССР / Ред. Ф.А. Макаренко. М.: ГУГК СССР: ГИН АН СССР, 1972.

Гидрогеология, инженерная геология, геоморфология архипелага Шпицберген. Л:. Изд-во ПГО «Севморгеология», 1983. 82 с.

Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского региона. Алма-Ата: Наука, 1977. 184 с.

Глико А.О., *Ровенских О.Н.* Динамика утонения литосферы на начальном этапе континентального рифтогенеза и оценки тепловых потоков из аномальной мантии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 282, № 1. С. 32–34.

Гордиенко В.В., *Завгородная О.В.*, *Якоби Н.М.* Тепловой поток континентов. Киев: Наук. думка, 1982. 184 с.

Городницкий А.М., *Гольмшток А.Я.*, *Хуторской М.Д.* Способ расчета мощности океанической литосферы по результатам измерения теплового потока через дно океана // Тектоника литосферных плит. Вып. 3. М.: ИО АН СССР. 1979. С. 18–26.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (Н.С.). Лист R-38-40: Колгуев. Объяснительная записка / Ред. Б.Г. Лопатин. СПб: ВСЕГЕИ, 2003. 203 с. (МПР России, ВСЕГЕИ, МАГЭ, ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ).

Грамберг И.С., *Супруненко О.И.*, *Вискунова К.Г. и др.* Нефтегазоносность Западно-Арктического шельфа России (углеводородные системы, ресурсы, направления работ) // Материалы Всерос. конф. «300 лет горно-геологической службе России». Т. 3. СПб, 2000. С. 30–31.

Грамберг И.С., *Супруненко О.И.*, *Лазуркин Д.В.* Нефтегазовый потенциал Северного Ледовитого океана // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. СПб: ВНИИОкеангеология, 2000. С. 5–19.

Грачев А.Ф. Новый взгляд на природу магматизма Земли Франца-Иосифа // Физика Земли. 2001. № 9. С. 49–61.

Грачев А.Ф., *Карасик А.М.* Разрастание океанического дна и тектоника Евразийского бассейна // Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л.: НИИГА, 1974. 44 с.

Гусев Е.А., *Рекант П.В.*, *Мусатов Е.Е.*, *Шкарубо С.И.* Сейсмостратиграфическая основа расчленения четвертичного чехла Шпицбергенского шельфа // Комплексные исследования природы Шпицбергена: Сб. материалов 3-й Междунар. конф. Вып. 3. Апатиты: ММБИ КНЦ РАН, 2003. С. 85–91.

Гутенберг Б. Физика земных недр. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 445 с.

Дальян И.Б., *Посадская А.С.* Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972. 192 с.

Дальян И.Б., *Сыдыков Ж.С.* Геотермические условия восточной окраины Прикаспийской впадины // Сов. геология. 1972. № 6. С. 126–131.

Деменицкая Р.М., *Киселев Ю.Г.* Особенности строения, морфологии и осадочного чехла центральной части хребта Ломоносова по данным сейсмических исследований // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 5. Л.: НИИГА, 1968. 48 с.

Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978. 211 с. (Тр. НИИГА; Т. 185).

Деревянко Л.Г., *Гусев Е.А.* Переотложенные споры и пыльца в голоценовых осадках внешней части Арктического шельфа России // Фундаментальные проблемы квартера: Итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 185–188.

Дженкинс Г., *Ваттс Д.* Спектральный анализ и его приложения / Пер. с англ. В.Ф. Писаренко. М.: Мир, 1971. 316 с.

Дмитриевский А.Н., *Баланюк И.Е.*, *Каракин А.Н.*, *Повещенко Ю.А.*, *Лоджевская М.И.* Численная модель миграции углеводородов в трещиноватой среде // Газовая пром-сть. 2000. № 1. С. 2–5.

Дружинин А.В. О связи между геотермическим режимом осадочной толщи и строением кристаллического фундамента // Геология нефти и газа. 1961. № 3. С. 20–25.

Дубинин Е.П., *Ушаков С.А.* Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 292 с.

Дучков А.Д., *Соколова Л.С.* Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 277 с.

Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена. СПб: ВНИИОкеанология. 2000. 123 с.

Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 253 с.

Забанбарк А. Пассивные континентальные окраины Западной Африки и особенности нефтегазоносности их глубоководных частей // Океанология. 2000. Т. 42, вып. 2. С. 308–314.

Захаров В.Ф., *Малинин В.Н.* Морские льды и климат. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 93 с.

Зорин Ю.А., *Осокина С.В.* Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 7. С. 17–25.

Зыков Д.С., *Балуев А.С.* Характер и причины проявления неотектонических деформаций в северо-западной части Баренцевоморской плиты (Свальбардский архипелаг) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83, вып. 6. С. 20–26.

Иванова Н.М., *Секретов С.Б.*, *Шкарубо С.И.* Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология. 1989. Т. 29, вып. 5. С. 789–793.

Казанин Г.С., *Кириллова-Покровская Т.А.* Некоторые результаты сейсморазведочных работ МОВ–ОГТ в Море Лаптевых // Материалы Международной конференции «Нефть и газ Арктического шельфа — 2006». Мурманск, 2006: CD-R.

Карасик А.М. Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиций тектоники плит // Проблемы геологии полярных областей Земли. Л.: НИИГА, 1974. С. 6–19.

Карасик А.М., *Гуревич Н.И.*, *Масолов В.Н.*, *Щелованов В.Г.* Некоторые особенности глубинного строения и происхождения хребта Ломоносова по аэромагнитным данным // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 6. Л.: НИИГА, 1971. 40 с.

Карслоу Г., *Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 487 с.

Ким Б.И., *Евдокимова Н.К.* Геология и нефтегазоносность Лаптевоморского замыкания Евразийского бассейна // Геология нефти и газа. 2010. № 1. С. 3–10.

Клещев К.А., *Шеин В.С.* Геодинамическая эволюция и нефтегеологическое районирование Арктики и прилегающих районов // Нефть, газ Арктики: Материалы Междунар. науч.-технич. конф. М.: Наука, 2007. С. 35–41.

Князев Б.А., *Черкасский В.С.* Дискретное преобразование Фурье — как это делается // Вестн. НГУ. Сер. Физика. 2008. Т. 3, вып. 4. С. 74–86.

Ковнер С.С. К теории термической разведки // Докл. АН СССР. 1941. Т. 32, № 6. С. 398–400.

Ковнер С.С. Расчет величины термической аномалии антиклинали // Докл. АН СССР. 1947. Т. 56, № 5. С. 473–476.

Кольская сверхглубокая: Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Гл. ред. Е.А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.

Крапивнер Р.Б. Признаки неотектонической активизации Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. 2007. № 2. С. 73–89.

Кропоткин П.Н., *Поляк Б.Г.* Энергетический баланс Земли // Земная кора сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1973. С. 7–24. (Верхняя мантия; № 11).

Кудельский А.В., *Бурак В.М.* Газовый режим Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1982. 328 с.

Кудельский А.В., *Левашкевич В.Г.*, *Пархомов М.Д.* Тепловая эволюция осадочной толщи нефтегазоносных бассейнов // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 38–46.

Кутас Р.И. Особенности распределения теплового потока на территории Украины и их связь с тектоникой // Геотектоника. 1972. № 4. С. 48–58.

Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 148 с.

Кутас Р.И., *Гордиенко В.В.* Тепловое поле Украины. Киев: Наук. думка, 1971. 139 с.

Кутас Р.И., *Гордиенко В.В.* Тепловое поле Карпат и некоторые вопросы геотермии // Энергетика геологических и геофизических процессов / Ред. П.Н. Кропоткин. М.: Наука, 1972. С. 75–80. (Тр. МОИП. Отд. геол.; Т. 46).

Левашкевич В.Г. Учет температурного режима придонных вод при измерении геотермических параметров в Баренцевом море // Океанология. 1992. Т. 32, вып. 1. С. 151–158.

Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы): Автореф. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 2005. 42 с.

Левашкевич В.Г., *Григорян С.П.*, *Боровая Л.Н.* Особенности и некоторые результаты геотермических исследований на Баренцевом море // Региональные геотермические исследования. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1992. С. 31–37.

Левашкевич В.Г., *Цыбуля Л.А.*, *Десятков В.М.* Тепловой поток на островах Баренцевоморского региона // Сов. геология. 1992. № 8. С. 67–70.

Леонов Ю.Г., *Хуторской М.Д.*, *Ермаков А.В.*, *Ахмедзянов В.Р.* Аномальный тепловой поток как признак деструкции коры на северной окраине Свальбардской плиты // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 41–54.

Лившиц Ю.Я. Палеогеновые отложения и платформенная структура Шпицбергена. Л.: Недра, 1973. 160 с. (Тр. НИИГА; Т. 174).

Лихачев А.А., *Глебовский В.Ю.*, *Брекке Х.*, *Инген О.*, *Фалейде Я.И.* Оценка мощности осадочного чехла в котловине Нансена по магнитометрическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 5. СПб: ВНИИОкеангеология, 2004. С. 98–110.

Лукина Н.В., *Патык-Кара Н.Г.* Неотектонические структуры и активные разломы Арктического шельфа России // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 271–280.

Любимова Е.А. Об условиях возникновения магматизма и роли вулканов в тепловом режиме земной коры // Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 40–45.

Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 333 с.

Любимова Е.А., *Александров А.Л.*, *Дучков А.Д.* Методика изучения тепловых потоков через дно акваторий. М.: Наука, 1973. 212 с.

Любимова Е.А., *Никитина В.Н.*, *Томара Г.А.* Тепловые поля внутренних и окраинных морей. М.: Наука, 1976. 174 с.

Люстих Е.Н. О роли вулканов и терм в выносе тепла из недр Земли // Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 31–36.

Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 328 с.

Мамырин Б.А., *Толстихин И.Н.* Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.

Матвеев В.Г., *Рот А.А.* Новые разработки аппаратуры для автоматизации морских геотермических исследований на шельфе // Геотермические исследования на дне акваторий. М.: Наука, 1988. С. 98–112.

Мащенков С.П., *Погребицкий Ю.Е.*, *Астафурова Е.Г.*, *Зайончек А.В.*, *Бочарова Е.В.*, *Глебовский В.Ю.*, *Степанов С.В.*, *Даниэль Е.Д.*, *Подгорных Л.В.*, *Павленкин А.Д.*, *Болдырев С.А.*, *Андрианов С.А.*, *Шкарубо С.И.*, *Беляев И.В.*, *Городницкий А.М.*, *Лукьянов С.В.*, *Гуревич Н.И.*, *Абельская А.А.*, *Атаков А.И.*, *Ржевский Н.Н.*. Глубинное строение и эволюция литосферы Центральной Атлантики (Результаты исследований на Канаро-Багамском геотраверсе). Л.: ВНИИОкеангеология, 1998. 289 с.

Методические и экспериментальные основы геотермии. М.: Наука, 1983. 230 с.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.

Милановский С.Ю., *Кременецкий А.А.*, *Овчинников Л.Н.* Геотермические исследования и модель теплогенерации континентальной коры на северо-восточной части Балтийского щита // Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. С. 131–149.

Мусатов Е.Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76–84.

Мусатов Е.Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1990. № 5. С. 20–27.

Мусатов Е.Е. Геоморфология северной окраины Баренцевоморского шельфа между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // Геоморфология. 1997. № 1. С. 72–77.

Мусатов Е.Е. Неотектоническая структура // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5, кн. 1: Арктические моря. СПб: ВСЕГЕИ, 2004. С. 26–31.

Неволин Н.В., *Ковылин В.М.*, *Масляев Г.А.*, *Козлова Е.Ф.*, *Березина Г.А.* Геолого-геофизическое моделирование нефтегазоносных территорий / Ред. Н.В. Неволин, В.М. Ковылин. М.: Недра, 1993. 206 с.

Непримеров Н.Н., *Ходырева Э.Я.*, *Елисеева Н.Н.* Геотермия областей нефтегазонакопления. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1983. 183 с.

Никитин Б.А., *Вовк В.С.*, *Захаров Е.В.*, *Мандель А.Я.*, *Тимонин А.Н.* Подготовка сырьевой базы на арктическом шельфе // Газовая пром-сть. 1999. № 7. С. 6–10.

Никифоров Е.Г., *Шпайхер А.О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 270 с.

Николаев А.В. Проблемы геотомографии // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 4–38.

Новое в изучении минерально-сырьевых ресурсов Мурманской области: 1989 год (нефтегазоносность Баренцевоморского шельфа) / Б.А. Асиновская, А.В. Бо-

рисов, С.П. Григорян, А.К. Гудкова, В.М. Десятков, О.А. Заливчий, Ю.А. Езепенко, В.Ф. Колесник, К.Е. Кораблинов, В.Г. Левашкевич, Н.И. Максимов, Н.И. Назимов, М.П. Павлова, С.Е. Парамонов, Н.А. Полякова, Б.В. Сенин, Ю.А. Тронов, В.А. Тюремнов, Ю.Ф. Федоровский, Л.А. Цыбуля / Под ред. Л.А. Цыбули. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. 32 с.

Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане: 2010 год. СПб: ААНИИ, 2011. 96 с.

Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука, 1984. 175 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 388).

Осадчий В.Г., *Куксов Г.А.*, *Ковалик В.В.* Морская геотермическая съемка. Киев: Наук. думка, 1979. 103 с.

Осадчий В.Г., *Лурье А.И.*, *Ерофеев В.Ф.* Геотермические критерии нефтегазоносности недр. Киев: Наук. думка, 1976. 142 с.

Пархомов М.Д. Тепловой режим Припятского прогиба // Сейсмические и геотермические исследования в Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1985. С. 124–130.

Пискарев А.Л., *Сорока И.В.*, *Чернышев М.Ю.* Строение земной коры и тектогенез в море Лаптевых // Геотектоника. 2003. № 5. С. 57–72.

Подгорных Л.В. Датчики температуры, используемые для измерений в океане // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 10. Л.: НИИГА, 1976. С. 78–83.

Подгорных Л.В. Изучение теплофизических свойств океанических осадков методом игольчатого зонда // Геология океанов и морей: Тез. докл. 6-й Всесоюз. шк. по морской геологии. Т. 2. М.: ИО АН СССР, 1984. С. 60–62.

Подгорных Л.В. Тепловой поток в восточной части Анголо-Бразильского геотраверса // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л.: ПГО «Севморгеология», 1986. С. 93–101.

Подгорных Л.В., *Хуторской М.Д.* Карта планетарного теплового потока. М-б 1:30 000 000. Объяснительная записка. М.: Оргсервис, 1997. 33 с.

Подгорных Л.В., *Хуторской М.Д.* Термическая эволюция литосферы зоны сочленения Балтийского щита и Баренцевоморской плиты // Физика Земли. 1998. № 3. С. 56–65.

Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.

Поляк Б.Г. Тепловой поток и «средний возраст» термальных событий в земной коре // Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: МГГА, 2000. С. 12–16.

Поляк Б.Г., *Каменский И.Л.*, *Прасолов Э.М.*, *Чешко А.Л.*, *Барабанов Л.Н.*, *Буачидзе Г.И.* Изотопы гелия в газах Северного Кавказа: следы разгрузки тепломассопотока из мантии // Геохимия. 1998. № 4. С. 383–397.

Поляк Б.Г., *Кропоткин П.Н.*, *Макаренко Ф.А.* Основные проблемы геоэнергетики // Энергетика геологических и геофизических процессов / Ред. П.Н. Кропоткин. М.: Наука, 1972. С. 7–26. (Тр. МОИП. Отд. геол.; Т. 46).

Поляк Б.Г., *Смирнов Я.Б.* Тепловой поток на континентах // Докл. АН СССР. 1966. Т. 168, № 1. С. 170–172.

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

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

Попов С.В., *Маулини Р.Л.* Исследование подледно-подводного рельефа северной части о-ва Северо-Восточная Земля (архипелаг Шпицберген) // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики: Материалы конф. М.: ГЕОС, 2008. С. 315–318.

Попов Ю.А., *Певзнер С.Л.*, *Пименов В.П.*, *Певзнер Л.А.* Геотермические характеристики разреза Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 1999. Т. 369, № 6. С. 1–5.

Поселов В.А., *Павленкин А.Д.*, *Буценко В.В.* Структура литосферы по геотраверсам ГСЗ в Арктике // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 1, ч. 2. СПб: ВНИИОкеангеология, 1996. С. 145–155.

Пущаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика: Кредо автора // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3–6.

Пущаровский Ю.М. Тектоника океанов // Планета Земля: Энциклопедический справочник. Т.: Тектоника и геодинамика / Ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, В.А. Блюман. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 226–232.

Рот А.А., *Матвеев В.Г.*, *Новиков А.А.* Цифровой измеритель коэффициента теплопроводности // Приборы и системы управления. 1984. № 6. С. 23–31.

Сарафанов А.А., *Соков А.В.*, *Фалина А.С.* Потепление и осолонение Лабрадорской водной массы и глубинных вод в Субполярной Северной Атлантике на 60° с.ш. в 1997–2006 гг. // Океанология. 2009. Т. 49, вып. 2. С. 209–221.

Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.

Семовский Д.В. Неотектоника архипелага Шпицберген // Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Л.: НИИГА, 1967. С. 225–238.

Сенин Б.В., *Шипилов Э.В.*, *Юнов А.Ю.* Тектоника арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск: Мурманское кн. изд-во, 1988. 176 с.

Сироткин А.Н., *Шарин В.В.* Соотношение четвертичного вулканизма с процессами морского и ледникового осадконакопления в районе Вуд-Форда (Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2006. С. 147–151.

Смирнов Я.Б. Связь теплового потока со строением и развитием земной коры и верхней мантии // Геотектоника. 1968. № 6. С. 6–18.

Смирнов Я.Б. Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972. С. 52–74. (Тр. МОИП. Отд. геол.; Т. 46).

Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000). М.: ГУГК СССР, 1980. 150 с.

Смирнов Я.Б., *Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. Раздел 1: Тепловой поток и тектоника. Раздел 2: Карта измеренного и фонового теплового потока. Раздел 3: Оценка глубинных температур и мощность литосферы // Вулканология и сейсмология. 1979. № 1. С. 3–21; 1980. № 2. С. 3–15; 1980. № 3. С. 3–18.

Смыслов А.А., *Моисеенко У.И.*, *Чадович Т.З.* Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 212 с.

Соболев А.В., *Сущевская Н.М.* Роль мантийных неоднородностей в образовании кайнозойского магматизма хребта Книповича и архипелага Шпицберген // Строение и история развития литосферы: Вклад России в Международный полярный год 2007/2008 / Ред. Ю.Г. Леонов. М.; СПб.: Paulsen Editions, 2010. С. 176–192.

Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.

Сорохтин О.Г. Энергетический баланс Земли // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Наука, 1977. С. 57–66.

Спичак В.В. Магнитотеллурические поля в трехмерных моделях геоэлектрики // М.: Научный мир, 1999. 204 с.

Суетнов В.В. Геотермическая разведка методом вариации теплового потока: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: МГРИ, 1975. 41 с.

Суетнов В.В., *Никульшина Е.А.* Результаты исследования параметров нейтрального слоя в донных осадках южной части Баренцева моря // Геотермические исследования на дне акваторий. М.: Наука, 1988. С. 128–134.

Тараканов Ю.А. Гравитационная томография // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 236–265.

Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. 196 с.

Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970. 248 с.

Тихонов А.Н. О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. № 3. 1937. С. 3–19.

Устинов Н.В., *Покровская И.Е.* Верхнеюрские «черные глины» Баренцевоморского шельфа // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. СПб: ВНИИОкеангеология, 1994. С. 19–29.

Устрицкий В.И., *Храмов А.Н.* Геологическая история Арктики с позиций тектоники литосферных плит // Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С. 253–265.

Федоров Б.Г., *Мусатов Е.Е.* Морфодинамический поток в переходных зонах // Геоморфология зон перехода от континентов к океанам. М.: Наука, 1992. С. 50–52.

Физико-химические основы прямых поисков залежей нефти и газа / Ред. Е.В. Карус. М.: Недра, 1986. 336 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Хлопин В.Г. Радиоактивность и тепловой режим Земли // Изв. АН СССР. 1937. № 2. С. 9–19.

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

Хуторской М.Д. Введение в геотермию. М.: Изд-во РУДН, 1996а. 117 с.

Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996б. 328 с.

Хуторской М.Д., *Антипов М.П.*, *Волож Ю.А.*, *Поляк Б.Г.* Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины // Геотектоника. 2004. № 1. С. 63–72.

Хуторской М.Д., *Вискунова К.Г.*, *Подгорных Л.В.*, *Супруненко О.И.*, *Ахмедзянов В.Р.* Геотемпературная модель земной коры Баренцева моря: исследования вдоль геотраверсов // Геотектоника. 2008. № 2. С. 36–54.

Хуторской М.Д., *Голубев В.А.*, *Козловцева С.В.* Тепловой режим недр МНР. М.: Наука, 1990. 176 с.

Хуторской М.Д., *Леонов Ю.Г.*, *Ермаков А.В.*, *Ахмедзянов В.Р.* Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 2. С. 318–323.

Хуторской М.Д., *Подгорных Л.В.*, *Ахмедзянов В.Р.* Геотермическое поле и термическая эволюция литосферы Баренцевоморского региона // Вестн. РАЕН. 2000. № 5. С. 55–77.

Хуторской М.Д., *Подгорных Л.В.*, *Грамберг И.С.*, *Леонов Ю.Г.* Термотомография Западно-Арктического бассейна // Геотектоника. 2003. № 3. С. 79–96.

Хуторской М.Д., *Подгорных Л.В.*, *Супруненко О.И.*, *Ким Б.И.*, *Черных А.А.* Термотомографическая модель и прогноз нефтегазоносности осадочного чехла моря Лаптевых // Докл. РАН. 2011. Т. 440, № 5. С. 468–473.

Хуторской М.Д., *Тевелева Е.А.*, *Цыбуля Л.А.*, *Урбан Г.И.* Тепловой поток в солянокупольных бассейнах Евразии — сравнительный анализ // Геотектоника. 2010. № 4. С. 3–19.

Царев В.П. Особенности нефтегазообразования в зонах тектоносейсмической активации / Ред. О.Л. Кузнецов. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.

Цыбуля Л.А., *Левашкевич В.Г.* Тепловой поток в Припятском прогибе и причины его неоднородности // Геол. журн. 1990. № 4. С. 20–38.

Цыбуля Л.А., *Левашкевич В.Г.* Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 1992. 114 с.

Цыбуля Л.А., *Левашкевич В.Г.*, *Заливчий О.А.*, *Школа И.В.* Тепловой поток на акватории Карского моря и его островах // Геология и геофизика. 1994. № 11. С. 93–98.

Череменский Г.А. О подготовке специалистов по геотермии и практическому использованию тепла Земли // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969. № 11. С. 122–129.

Шеридан Р. Атлантическая континентальная окраина Северной Америки // Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978. С. 82–101.

Шипилов Э.В., *Тюремнов В.А.*, *Глазнев В.Н.*, *Голубев В.А.* Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое // Докл. РАН. 2006. Т. 407, № 3. С. 378–383.

Шипилов Э.В., *Шкарубо С.И.*, *Богданов Н.А.*, *Хаин В.Е.* О тектоногеодинамических взаимоотношениях областей молодого океанообразования с континентальными окраинами Арктики (Шпицбергенской и Лаптевоморской) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 3. Апатиты: КНЦ РАН, 2003. С. 41–58.

Школа И.В., *Бро Е.Г.*, *Верба В.В. и др.* Обработка и обобщение материалов бурения параметрических скважин на арктических островах (Нагурская и Северная параметрическая скважины на архипелаге Земля Франца-Иосифа): Отчет о НИР (заключительный) (№ ГР 1-78-28/3 КШ). Л., 1980. 348 с.

Школа И.В., *Бро Е.Г.*, *Верба В.В.* Отчет по обработке материалов бурения параметрических скважин 3 и 1/4 на Песчаноозерской структуре (о. Колгуев): Отчет о НИР (заключительный) (№ ГР 1-83-31/39 КШ). Л., 1985. 295 с.

Щапов В.А. Структура теплового поля Урала // Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: Изд-во РУДН, 2000. С. 117–122.

Щапов В.А., *Юрков А.К.*, *Демежко Д.В.*, *Николаев В.В.* Геотермические исследования Уральской сверхглубокой скважины // Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: Изд-во РУДН, 1997. С. 195–198.

Электронный атлас «Климат морей России и ключевых районов Мирового океана. Баренцево море» / С.А. Баталкина, А.Л. Белинских, А.А. Воронцов, Н.Н. Михайлов, Г.И. Нефедова, С.А. Олейников, А.И. Перескоков, И.Г. Ульянич, О.Х. Хачатуров и др. Обнинск, 2007. doi: http://www.esimo.ru/atlas/Bar/3_watertemp_vertical_1.html

Эринчек Ю.М., *Мильштейн Е.Д.* Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 48 с.

Aagaard K., *Swift J.H.*, *Carmack E.C.*. Thermohaline circulation in the arctic Mediterranean seas // J. Geophys. Res. 1985. Vol. 90. P. 4833–4846.

Aagaard K., *Carmack E.C.* The Arctic Ocean and climate: a perspective / O.M. Johannessen, R.D. Muench, J.E. Overland (eds) // The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment: Geophysics. Washington, DC: Amer. Geophys. Union, 1994. P. 5–20. (Monograms 85).

Årthun M., *Ingvaldsen R.B.*, *Smedsrud L.H.*, *Schrum C.* Dense water formation and circulation in the Barents Sea // Deep-Sea Res. 2011. Vol. 1, № 58. P. 801–817.

Backhaus J.O., *Fohrmann H.*, *Kämpf J.*, *Rubino A.* Formation and export of water masses produced in Arctic shelf polynyas — process studies of oceanic convection // ICES J. Marine Sci. 1997. Vol. 54. P. 366–382.

Bayer U., *Scheck M.*, *Rabbel W.*, *Krawczyk C.M.*, *Gotze H.J.*, *Stiller M.*, *Beilecke T.*, *Marotta A.M.*, *Barrio-Alvers L.*, *Kuder J.* An intergrated study of the NE-German Basin // Tectonophysics. 1999. Vol. 314. P. 285–307.

Bernaerts A. Arctic Heats Up: Spitsbergen 1919 to 1939. Bloomington: IUniverse, 2007. 116 p.

Beszczynska-Möller A., *Woodgate R.A.*, *Lee C.*, *Melling H.*, *Karcher M.* Synthesis of exchanges through the main oceanic gateways to the Arctic Ocean // Oceanography. 2011. Vol. 24, № 3. P. 82–99.

Birch F. The present state of geothermal investigation // Geophysics. 1954. Vol. 19, № 4. P. 645–659.

Birch F., *Roy R.F.*, *Decker E.R.* Heat flow and thermal history in New England and New York // Studies in Appalachian Geology: Northern and Maritime / E.Zen, W.S. White, J.B. Hadley, J.B. Thompson, Jr. (eds). N.Y.: Interscience, 1968. P. 437–451.

Björk G., *Anderson L.G.*, *Jakobsson M.*, *Antony D.*, *Eriksson P.B.*, *Eriksson B.H.*, *Hjalmarsson S.*, *Janzen T.*, *Jutterström S.*, *Linders J.*, *Löwemark L.*, *Marcussen C.*, *Olsson K.A.*, *Rudels B.*, *Sellén E.*, *Sølvsten M.* Flow of Canadian basin deep water in the Western Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Deep Sea Res. 2010. Vol. 1, № 57. P. 577–586.

Björk G., *Jakobssen M.*, *Rudels B.*, *Swift J.H.*, *Anderson L.*, *Darby D.A.*, *Backman J.*, *Coakley B.*, *Winsor P.*, *Polyak L.*, *Edwards M.* Bathymetry and deepwater exchange across the Lomonosov Ridge at 88–89N // Deep Sea Res. Pt 1: Oceanographic Research Papers. 2007. Vol. 54, № 8. P. 1197–1208.

Björk G., *Winsor P.* The deep waters of the Eurasian Basin, Arctic Ocean: geothermal heat flow, mixing and renewal // Deep Sea Res. 2006. Vol. 1, № 53. P. 1253–1271.

Bücker C.J., *Jarrard R.*D., *Wonik T.* Downhole Temperature, Radiogenic Heat Production, and Heat Flow from the CRP-3 Drillhole, Victoria Land Basin, Antarctica // Terra Antartica. 2001. Vol. 8, № 3. P. 151–159.

Bullard E.C., *Maxwell A.E.*, *Revelle R.* Heat flow through the deep sea floor // Adv. Geophys. 1956. Vol. 3. P. 33–44.

Carmack E.C. The Arctic Ocean's freshwater budget: Sources, storage and export // The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / E.L. Lewis, E.P. Jones, P.Lemke, T.D. Prowse, P.Wadhams (eds). Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 2000. P. 91–126.

Carmack E.C., *Macdonald R.W.*, *Perkin R.G.*, *McLaughlin F.A.* Evidence for warming of Atlantic water in the southern Canadian Basin // Geophys. Res. Let. 1995. Vol. 22. P. 1961–1964.

Catalogue Heat Flow Density Data // Geothermal Atlas of Europe (1991–1992) / E.Hurtig (Editor-in Chief). Potsdam: Geographtsch-Kartographische Anstalt Gotha, 1991–1992. P. 107–156.

Cavalieri D.J., *Martin S.* The contribution of Alaskan, Siberian, and Canadian coastal polynyas to the cold halocline layer of the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99, № C9. P. 18343–18362.

Čermak V. Heat flow investigation in Czechoslovakia // Geoelectric and Geothermal Studies / Ed. A.Adam. Budapest: Akad. Kiado, 1976. P. 414–424.

Chalmers J.A., *Laursen K.N.* Labrador Sea: the extent of continent and ocean crust and the timing of the onset of seafloor spreading // Marine and Petroleum Geology. 1995. Vol. 12, № 2. P. 205–218.

Chapman D., *Furlong K.* Continental heat flow-age relationships // Trans. Amer. Geophys. Union. 1977. Vol. 58. P. 1240–1251.

Chapman D., *Pollack H.* Global heat flow: a new look // Earth. Planet. Sci Lett. 1976. Vol. 28, № 1. P. 23–32.

Clausen O.R., *Pedersen P.K.* The Triassic structural evolution of the southern margin of the Ringkobing-Fyn High, Denmark // Marine and Petroleum Geology. 1999. Vol. 16. P. 653–665.

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

Cruise Report R/V «Oceania», AREX 2008. Warsaw: Institute of Oceanology Polish Academy of Sciences, 2009. 12 p. doi: http://www.iopan.gda.pl/hydrodynamics/po/Oceania_2008_report.pdf

Cruise Report R/V «Oceania», AREX 2010. Warsaw: Institute of Oceanology Polish Academy of Sciences, 2011. 11 p. doi: http://www.iopan.gda.pl/hydrodynamics/po/Oceania_2010_report.pdf

Cruise Report R/V «Oceania», AREX 2011. Warsaw: Institute of Oceanology Polish Academy of Sciences, 2011. 21 p. doi: http://www.iopan.gda.pl/hydrodynamics/po/Oceania_2011_report.pdf

Dickson R.R., *Meincke J.*, *Rhines P.B.* Arctic-subarctic ocean fluxes: Defining the role of the northern seas in climate. N.Y.: Springer-Verlag, 2008. 736 p.

Dickson R.R., *Osborn T.J.*, *Hurrell J.W.*, *Meincke J.*, *Blindheim J.*, *Adlandsvik B.*, *Vinje T.*, *Alekseev G.*, *Maslowski W.* The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation // J. Climate. 2000. Vol. 13. P. 2671–2696.

Drachev S.S., *Malyshev N.A.*, *Nikishin A.M.* Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // Petroleum Geology. Conference series. 2010. Vol. 7. P. 591–619.

Dziewonski A.M. Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P-velosity up to degree and order 6 // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 5929–5952.

Dziewonski A.M., *Anderson D.L.* Seismic tomography of the Earth's interior // Amer. Sci. 1984. Vol. 72, № 5. P. 483–494.

Fairhead J.D. The structure of the lithosphere beneath the Eastern rift, East Africa, deduced from gravity studies // Tectonophysics. 1976. Vol. 30. P. 269–298.

Falck E., *Kattner G.*, *Budéus G.* Disappearance of Pacific Water in the northwestern Fram Strait // Geophys. Res. Lett. 2005. Vol. 32, № 14. L14619. doi:10.1029/2005GL023400. 2005.

Foster S.E., *Simmons G.*, *Lamb W.* Heat flow near a North Atlantic fracture zone // Geothermics. 1974. Vol. 3, № 1. P. 158–165.

Franke D., *Hitz K.*, *Oncken O.* The Laptev Sea Rift // Marine and Petroleum Geology. 2001. Vol. 18. P. 1083–1127.

Geluk M.C. Late Permian (Zechstein) tectonics in the Netherlands — models and implications for petroleum geology // Petroleum Geoscience. 1999. Vol. 5, № 2. P. 189–199.

Gerard R., *Langseth M.*, *Ewing M.* Thermal gradient measurements in the water and bottom sediment of the Western Atlantic // J. Geophys. Res. 1962. Vol. 67. P. 1346–1360.

Gerdes R., *Karcher M.J.*, *Kauker F.*, *Schauer U.* Causes and development of repeated Arctic Ocean warming events // Geophys. Res. Lett. Vol. 30, № 19. 1980. doi: 10.1029/2003GL018080. 2003.

Gregersen U., *Bidstrup T.* Structure and hydrocarbon prospectivity in the northern Davis Strait area, offshore West Greenland // Petroleum Geoscience. 2008. Vol. 14. P. 151–166.

Guay C.K.H., *Falkner K.K.*, *Muench R.D.*, *Mensch M.*, *Bayer R.* Wind-driven transport pathways for Eurasian Arctic river discharge // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106, № C6. P. 11469–11480.

Haenel R. Heat flow measurements in the Ionian Sea with a new heat flow probe // Meteorol. 1972. Vol. 11, № 105. P. 234–244.

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

Hansen B., *Østerhus S.* North Atlantic-Nordic seas exchanges // Progr. Oceanogr. 2000. Vol. 45, № 2. P. 109–208.

Hansen B.,*Østerhus S.*, *Turrel W.*, *Jonsson S.*, *Valdimersson H.*, *Hatun H.*, *Olsen S.* The inflow of Atlantic water, heat and salt to the Nordic Seas across the Greenland-Scotland Ridge // Arctic-Subarctic ocean fluxes / R.R. Dickson, I.Meincke, P.Rhines (eds). Dordrecht: Springer, 2008. P. 15–43.

Horai K.I. Thermal conductivity of sedimentary and igneous rocks recovered during Deep Sea drilling project. Leg 60 // Init. Rep. DSDP. Washington, DC: U.S. Govt. Printing Office, 1982. Vol. 60. P. 807–834.

Hosney H.M. Geophysical parameters and crustal temperatures characterizing tectonic and heat flow provinces of Egypt // ICEHM. 2000. Cairo Univ., 2000. P. 152–166.

Hyndman R.D., *Davis B.E.*, *Wright J.A.* The measurement of marine geothermal heat flow by a multipenetration probe with digital acoustic telemetry and in situ thermal conductivity // Marine Geophys. Res. 1979. Vol. 4. P. 181–205.

Iryama I. Energy balance in the Earth's interior // Tectonophysics. 1977. Vol. 41, № 1/3. P. 243–249.

Jeansson E., *Jutterström S.*, *Rudels B.*, *Anderson L.G.*, *Anders Olsson K.*, *Jones E.P.*, *Smethie W.M.*, *Jr.*, *Swift J.H.* Sources to the East Greenland Current and its contribution to the Denmark Strait Overflow // Progr.Oceanogr. 2008. Vol. 78, № 1. P. 12–28.

Jaupart C., *Mareschal J.-C.* Constraints on Crustal Heat Production from Heat Flow Data // Treatise on Geochemistry. Vol. 3: The Crust / Ed. R.L. Rudnick. Amsterdam: Elsevier Science Publishers, 2004. P. 65–84.

Jeffreys H. The Earth. Ldn; N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1952. 548 p.

Jessop A.M., *Lewis T.* Heat flow and heat generation in the Superior Province of the Canadian Shield // Tectonophysics. 1978. Vol. 50. P. 55–77.

Joly J. Radioactivity and Geology. Ldn: Archibald Constable & Co., Ltd., 1909. 287 p.

Jones E.P., *Eert A.J.* Waters of Nares Strait in 2001 // Polarforschung. 2004. Bd. 74, № 1/3. (erschienen 2006). S. 185–189.

Kappelmeyer O., *Haenel R.* Geothermics with special references to application / O.Rosenbach, C.Morelli (eds). Berlin; Stutgart: Gebrüder Borntraeger: Paul Christian KG, 1974. 234 p. (Geoexploration Monographs; Ser. 1, № 4).

Knipowitsch N. Hydrologische Untersuchungen im Europaischen Eismeer // Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie. 1905. Bd. 33. S. 241–260.

Kukkonen I.T., *Golovanova I.V.*, *Khachay Yu.V.*, *Druzhinin V.S.*, *Kosarev A.M.*, *Schapov V.A.*, Low Geothermal heat flow of the Urals fold belt — implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 63–85.

Kutas R.I., *Lubimova E.A.*, *Smirnov Ya.B.* Heat flow map of the European part of the USSR and its geological and geophysical interpretation // Geoelectric and Geothermal Studies / Ed. A.Adam. Budapest: Akad. Kiado, 1976. P. 443–449.

Lachenbruch A.H. Implication of linear heat flow relation // J. Geophys. Res.1970. Vol. 76. P. 3852–3860.

Lachenbruch A., *Marshall B.* Heat Flow through the Arctic Ocean Floor: the Canada Basin-Alpha Rise Boundary // J. Geophys. Res. 1966. Vol. 71, № 4. P. 1223–1248.

Langehaug H.R., *Falck E.* Changes in the properties and distribution of the intermediate and deep waters in the Fram Strait // Progr. Oceanogr. 2012. Vol. 69, iss. 1. P. 57–76.

Langseth M.G., *Lachenbruch A.H.*, *Marshall B.V.* Geothermal observations in the Arctic region // The Geology of North America: The Arctic Ocean Region / A.Grantz, L.Johnson, J.F. Sweeney (eds) // Geol. Soc. Amer. 1990. P. 133–151.

Langseth M., *Le Pichon X.*, *Ewing M.* Crustal structure of the mid-ocean ridges: 5. Heat flow through the Atlantic Ocean floor and convection currents // J. Geophys. Res. Vol. 71, iss. 22. 1966. P. 5321–5355.

Langseth M., *Von Herzen R.* Heat flow through the floor of the world ocean // The Sea. Vol. 4, pt 1. N.Y.: Wiley-Intersci, 1971. P. 299–352.

Lee W., *Uyeda S.* Review of heat flow data // Terrestrial heat flow. Washington, DC: Amer. Geophys. Union, 1965. P. 87–190.

Lenkey L. Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of basin evolution: PhD thesis. Amsterdam: Netherlands Res. School of Sedimentary geol. (NSG), 1999. 215 p.

Lister C.R.B. Measurement in situ sediment conductivity by means of Bullard-type probe // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1970. Vol. 19, № 5. P. 2343–2349.

Love R.V. Geothermal Heating of Canada Basin Deep Water: Bachelor of Science thesis. Göteborg: University of Göteborg, 2010. 11 p.

Macdonald R.W., *Carmack E.C.*, *Wallace D.W.R.*. Tritium and radiocarbon dating of Canada basin deep waters // Science. 1993. Vol. 259. P. 103–104.

McLaughlin F., *Carmack E.*, *Proshutinsky A.*, *Krishfield R.A.*, *Guay C.*, *Yamamoto-Kawai M.*, *Jackson J.M.*, *Williams B.*. The rapid response of the Canada Basin to climate forcing: From bellwether to alarm bells // Oceanography. 2011. Vol. 24, № 3. P. 146–159.

McLaughlin F.A., *Carmack E.C.*, *Williams W.J.*, *Zimmermann S.*, *Shimada K.*, *Itoh M.* Joint effects of boundary currents and thermohaline intrusions on the warming of Atlantic water in the Canada Basin, 1993–2007 // J. Geophys. Res.: Oceans. 2009. Vol. 114, iss. C1. 51 p. C00A12, doi:10.1029/2008JC005001

Majorowicz J.A., *Čermak V.*, *Šafanda J.*, *Krzywiec P.*, *Wróblewska M.*, *Guterch A.*, *Grad M.* Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE_97 seismic experiment // Phys. and Chem. Earth. 2003. Vol. 28, iss. 9/11. P. 375–391.

Mazur S., *Scheck-Wenderoth M.* Constraints on the tectonic evolution of the Central European Basin System revealed by seismic reflection profiles from Northern

Germany // Netherlands J. Geosci: Geologie en Mijnbouw. 2005. Vol. 84, № 4. P. 389–401.

Morgan P., *Sass J.H.* Thermal regime of the continental lithosphere // J. Geodynamics. 1984. Vol. 1. P. 143–166.

Pollack H. The heat flow from the Earth: a review // Mechanisms of continental drift and plate tectonics / P.A. Davies, S.K. Runcorn (eds). Ldn: Acad. Press, 1980. P. 183–192.

Polyakov I.V., *Alexeev V.A.*, *Ashik I.M.*, *Bacon Sh.*, *Beszczynska-Möller A.*, *Carmack E.C.*, *Dmitrenko I.A.*, *Fortier L.*, *Gascard J.-C.*, *Hansen E.*, *Hölemann J.*, *Ivanov V.V.*, *Kikuchi T.*, *Kirillov S.*, *Lenn Yu.-D.*, *McLaughlin F.A.*, *Piechura J.*, *Repina I.*, *Timokhov L.A.*, *Walczowski W.*, *Woodgate R.* Fate of Early 2000's Arctic Warm Water Pulse // Bull. AMS. 2011. Vol. 92, iss. 5. P. 561–566.

Popov Yu.A., *Pevzner S.A.*, *Pimenov V.P.*, *Romushkevich R.A.* New geothermal data from the Kola Superdeep Well SG-3 // Tectonophysics. 1999. Vol. 306. P. 345–366.

Pickart R.S., *Torres D.J.*, *Clarke R.A.* Hydrography of the Labrador Sea during active convection // J. Phys. Oceanogr. 2002. Vol. 32. P. 428–457.

Piechura J., *Walczowski W.* Warming of the West Spitsbergen Current and sea ice north of Svalbard // Oceanologia. 2009. Vol. 51, № 2. P. 147–164.

Proshutinsky A., *Bourke R.H.*, *McLaughlin F.A.* The role of the Beaufort Gyre in Arctic climate variability: seasonal to decadal climate scales // Geophys. Res. Lett. 2002. Vol. 29, iss. 23. P. 15-1–15-4. doi:10.1029/2002GL015847

Quadfasel D., *Sy A.*, *Wells D.*, *Tunik A.* A warming of the Arctic // Nature. 1991. Vol. 359, № 6317. P. 385.

Rao R.U.M., *Rao G.V.*, *Reddy G.K.* Age dependence of continental heat flow — fantasy and fact // Earth Planet. Sci Lett. 1982. Vol. 59. P. 288–302.

Revelle R., *Maxwell A.E.* Heat flow through the floor of the eastern North Pacific Ocean // Nature. 1952. Vol. 170, № 199. P. 22–25.

Roy R.F., *Blackwell D.D.*, *Birch F.* Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces // Earth. Planet. Sci Lett. 1968. Vol. 5. P. 1–12.

Royden L., *Hodges K.V.* A technique for analyzing the thermal and uplift histories of eroding orogenic belts: a Scandinavian example // J. Geophys. 1984. Vol. 89. P. 7091–7106.

Rudels B. The formation of Polar Surface Water, the ice export and the exchanges through Fram Strait // Progr. Oceanogr. 1989. Vol. 22. P. 205–248.

Rudels B. Arctic Ocean circulation and variability — advection and external forcing encounter constraints and local processes // Ocean Sci. 2012. Vol. 8. P. 261–286.

Rudels B., *Fahrbach E.*, *Meincke J.*, *Budeus G.*, *Eriksson P.* The East Greenland Current and its contribution to the Denmark Strait overflow // ICES J. Marine Sci. 2002. Vol. 59. P. 1133–1154.

Rudels B., *Jones E.P.*, *Anderson L.G.*, *Kattner G.* On the origin and circulation of the Atlantic layer and intermediate depth waters in the Arctic Ocean / O.M. Johannessen, R.D. Muench, J.E. Overland (eds) // The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment. Washington, DC: Amer. Geol. Union, 1994. P. 33–46. (Geophysical Monograph Series; Vol. 85).

Rudels B., *Jones E.P.*, *Schauer U.*, *Ericsson P.* Atlantic sources of the Arctic Ocean surface and halocline waters // Polar Res. 2004. Vol. 23, iss. 2. P. 181–208.

Rudels B., *Kuzmina N.*, *Schauer U.*, *Stipa T.*, *Zhurbas V.* Double-Diffusive Convection and Interleaving in the Arctic Ocean Distribution and Importance // Geophysica. 2009. Vol. 45, № 1/2. P. 199–213.

Rybach L., *Buntebarth G.* Relationship between the petrophysical properties, density, seismic velocity, heat generation and mineralogical constitution // Earth Planet. Sci Lett. 1982. Vol. 57. P. 367–376.

Rybach L., *Buntebarth G.* The variation of heat generation, density and seismic velocity with rock type in the continental lithosphere // Tectonophysics. 1984. Vol. 103. P. 335–344.

Saloranta T., *Haugan P.* Interannual variability in the hydrography of Atlantic water northwest of Svalbard // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106, № C7. P. 13931–13943.

Schauer U., *Fahrbach E.*, *Osterhus S.*, *Rohardt G.* Arctic warming through the Fram Strait: Oceanic heat transport from three years of measurements // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109, № C6. 14 p. C06026, 2004. doi: 10.1029/2003JC001823

Schauer U., *Loeng H.*, *Rudels B.*, *Ozhigin V.K.*, *Dieck W.* Atlantic water flow through the Barents and Kara Sea // Deep-Sea Res. 2002. Vol. 1, № 49. P. 2281–2298.

Schauer U., *Rudels B.*, *Jones E.P.*, *Anderson L.G.*, *Muench R.D.*, *Björk G.*, *Swift J.H.*, *Ivanov V.V.*, *Larsson A.-M.* Confluence and redistribution of Atlantic water in the Nansen, Amundsen and Makarov basins // Annales Geophysicae. 2002. Vol. 20. P. 257–273.

Schlosser P., *Kromer B.*, *Ekwurzel B.*, *Bönisch G.*, *McNichol A.*, *Scheider R.*, *von Reden K.*, *Östlund H.G.*, *Swift J.H.* The first trans-Arctic ^{14}C section: comparison of the mean ages of the deep waters in the Eurasian and Canadian basins of the Arctic Ocean // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. 1997. Vol. 123, № 1/4. P. 431–437.

Schmitt R.W. Double diffusion in oceanography // Ann. Rev. Fluid Mech. 1994. Vol. 26. P. 255–285.

Sclater J.G., *Francheteau J.* The implications of terrestrial heat flow observation on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1970. Vol. 20. P. 509–542.

Sclater J.G., *Parsons B.*, *Jaupart C.* Oceans and continents: similarities and differences in the mechanism of heat loss // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86, № B12. P. 11535–11552.

Seismic tomography: Theory and practice / H.M. Iyer, K.Hirahara (eds). Ldn: Elseiver, 1993. P. 519–584.

Shimada K., *Carmack E.C.*, *Hatakeyama K.*, *Takizawa T.* Varieties of shallow temperature maximum waters in the western Canadian Basin of the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2001. Vol. 28. P. 3441–3444.

Shimada K., *McLaughlin F.*, *Carmack E.*, *Proshutinsky A.*, *Nishino S.*, *Itoh M.* Penetration of the 1990's warm temperature anomaly of Atlantic Water in the Canada Basin // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31, № 20. L20301, doi:10.1029/2004GL020860

Skogseth R., *Fer I.*, *Haugan P.M.* Dense-water production and overflow from an Arctic coastal polynya in Storfjorden // The Nordic Seas: An Integrated Perspective Oceanography, Climatology, Biogeochemistry, and Modeling / H.Drange, T.Dokken, T.Furevik, R.Gerdes, W.Berger (eds) // Geophys. Monogr. Ser. Washington, DC: Amer. Geophys.l Union, 2005. Vol. 158. P. 73–88. doi: 10.1029/ 158GM07

Steele M., *Morison J.*, *Ermold W.*, *Rigor I.*, *Ortmeyer M.*, *Shimada K.* Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109, iss. C2. C02027. doi: http://dx.doi.org/10.1029/2003JC002009

Strutt R.J. On the distribution of radium in the Earth's crust and on the Earth's internal heat // Proc. Roy. Soc. London. 1906. P. 345–349.

Taylor A., *Judge A.*, *Allen V.* Terrestrial heat flow from project CESAR, Alpha Ridge, Arctic Ocean // J. Geodyn. 1986. Vol. 6, iss. 1/4. P. 137–176.

Thybo H., *Janik T.*, *Omelchenko V.D.*, *Grad M.*, *Garetsky R.G.*, *Belinsky A.A.*, *Karatayev G.I.*, *Zlotski G.*, *Knudsen M.E.*, *Sand R.*, *Yliniemi J.*, *Tiira T.*, *Luosto U.*, *Komminaho K.*, *Giese R.*, *Guterch A.*, *Lund C.-E.*, *Kharitonov O.M.*, *Ilchenko T.*, *Lysynchuk D.V.*, *Skobelev V.M.*, *Doody J.J.* Upper lithosphere seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE'97 profile // Tectonophysics. 2003. Vol. 371. P. 41–79.

Timmermans M.-L., *Garrett C.* Evolution of the deep water in the Canadian basin of the Arctic Ocean // J. Phys. Oceanogr. 2006. Vol. 36, № 5. P. 866–874.

Timmermans M.-L., *Garrett C.*, *Carmack E.* Thermohaline structure and evolution of the deep waters in the Canada Basin, Arctic Ocean // Deep-Sea Res. 2003. Pt 1: Oceanographic Research Papers. Vol. 50, № 10. P. 1305–1321.

Timmermans M.-L., *Winsor P.*, *Whitehead J.A.* Deepwater flow over the Lomonosov Ridge in the Arctic Ocean // J. Phys. Oceanogr. 2005. Vol. 35, № 8. P. 1489–1493.

Verhoogen J. Volcanic heat // Amer. J. Sci. 1946. Vol. 244, № 11. P. 745–771.

Vila M., *Fernandez M.*, *Jimenez-Munt I.* Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling // Tectonophysics. 2010. Vol. 490, iss. 3/4. P. 152–164.

Vitorello I., *Pollack H.* On the variation of continental heat flow with age and thermal evolution of continents // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. P. 983–995.

Von Herzen R., *Anderson R.* Implications of heat flow and bottom water temperature in the eastern equatorial Pacific // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1972. Vol. 26, № 4. P. 728–756.

Von Herzen R., *Maxwell A.* The measurement of thermal conductivity of deep-sea sediment by a needle-probe method // J. Geophys. Res. 1959. Vol. 64. P. 1557–1563.

Vosteen H., *Rath V.* The Thermal Regime of the Northeastern German Basin from 2-D Inversion // Tectonophysics. 2004. Vol. 386, iss. 1/2. P. 81–95.

Vowinckel E. Ice Transport in the East Greenland Current and Its Causes // Arctic. 1964. Vol. 17, № 2. P. 111–119.

van Wees J.D., *Stephenson R.A.*, *Ziegler P.A.*, *Bayer U.*, *McCann T.*, *Dadlez R.*, *Gaupp R.*, *Narkiewicz M.*, *Bitzer F.*, *Scheck M.* On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe // Marine and Petroleum Geology. 2000. Vol. 17. P. 43–59.

Winsor P., *Chapman D.C.* Distribution and interannual variability of dense water production from coastal polynyas on the Chukchi Shelf // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107, № C7. 15 p. 3079. doi: 10.1029/2001JC000984

Woodgate R.A., *Aagaard K.*, *Muench R.D.*, *Gunn J.*, *Bjork G.*, *Rudels B.*, *Roach A.T.*, *Schauer U.* The Arctic Ocean boundary current along the Eurasian slope and the adjacent Lomonosov Ridge: Water mass properties, transports and transformations from moored instruments // Deep-Sea Res. 2001. Vol. 48. P. 1757–1792.

Woodgate R.A., *Weingartner T.*, *Lindsay R.* The 2007 Bering Strait Oceanic Heat Flux and anomalous Arctic Sea-ice Retreat // Geophys. Res. Lett. 2010. Vol. 37, № 1. 3 p. L01602, doi:10.1029/2009GL041621

Yashayaev I., *Holliday N.P.*, *Bersch M.*, *van Aken H.M.* The History of the Labrador Sea Water: Production, Spreading, Transformation and Loss // Arctic-Subarctic ocean fluxes / R.R. Dickson, I.Meincke, P.Rhines (eds). Dordrecht: Springer, 2008. P. 569–512.

Оглавление

Введение (*М.Д. Хуторской*) 5

Глава 1. Место геотермии в науках о Земле (*М.Д. Хуторской*, *Б.Г. Поляк*, *А.В. Ермаков*) 9
1.1. Краткая история геотермии 9
1.2. Проблематика геотермических исследований 11
1.2.1. Теоретические исследования 12
1.2.2. Региональные исследования 20
1.2.3. Аппаратурно-методические разработки 32

Глава 2. Распределение температур в водной толще и придонном горизонте морей Северного Ледовитого океана (*Е.А. Сухих*) 39
2.1. Связь Северного Ледовитого океана с другими океанами 40
2.2. Характеристики и особенности формирования основных типов водных масс 41
2.3. Циркуляция водных масс Северного Ледовитого океана 46
2.4. Характеристика термического состояния глубинных и придонных водных масс абиссальных котловин Северного Ледовитого океана 52
2.4.1. Температурное состояние глубинного и придонного горизонтов котловин Евразийского бассейна 54
2.4.2. Температурное состояние глубинного и придонного горизонтов котловин Амеразийского бассейна 59
2.5. Межгодовая динамика теплосодержания водных масс Северного Ледовитого океана 63

Глава 3. Распределение теплового потока в арктических регионах (*М.Д. Хуторской*, *Л.В. Подгорных*, *В.Р. Ахмедзянов*, *А.В. Ермаков*) 69
3.1. Западно-Арктический регион 87
3.1.1. Геотермические исследования на островах Баренцева моря 89
3.1.2. Тепловой поток на акватории Баренцева моря 97
3.2. Тепловой поток на островах и акватории Карского моря 109
3.3. Тепловой поток в абиссальных котловинах и на поднятиях Северного Ледовитого океана 112

Глава 4. Моделирование глубинных температур в литосфере Арктического региона вдоль геотраверсов (*М.Д. Хуторской, В.Р. Ахмедзянов, Л.В. Подгорных*) 117
4.1. Радиогенная теплогенерация в донных осадках Западно-Арктической зоны 119
4.2. Методика термотомографического моделирования 123
4.3. Двухмерное моделирование геотермического поля вдоль сейсмических профилей 129
4.3.1. Сейсмические профили в Баренцевом море 129
4.3.2. Геологическая структура разрезов вдоль геотраверсов 144
4.3.3. Двухмерные температурные модели сейсмогеологических геотраверсов в Баренцевом море 146
4.3.4. Двухмерные температурные модели вдоль геотраверсов в Карском море 154
4.3.5. Двухмерные геотермические модели в море Лаптевых 156
4.3.6. Двухмерные геотермические модели в Амеразийском бассейне 160
4.4. Трехмерное моделирование геотермического поля в арктических осадочных бассейнах 162
4.5. Сравнение термической структуры литосферы Западно-Арктического региона и осадочных нефтегазоносных бассейнов Северной Евразии 166
4.5.1. Прикаспийский бассейн 167
4.5.2. Припятский бассейн 172
4.5.3. Северо-Германский бассейн 177
4.5.4. Паннонский бассейн 180
4.5.5.Терско-Каспийский бассейн 186

Глава 5. Геотермическое поле и нефтегазоносность (*М.Д. Хуторской, Л.А. Цыбуля*) 189

Глава 6. Геотермические данные — индикатор процессов деструкции континентальной коры на севере Свальбардской плиты (*Ю.Г. Леонов, М.Д. Хуторской*) 199

Заключение. Выводы и рекомендации (*М.Д. Хуторской*) 207

Summary 209

Литература 211

Contents

Introduction (*M.D. Khutorskoy*) 5

Chapter 1. Position of geothermics in geosciences (*M.D. Khutorskoy*, *B.G. Polyak*, *A.V. Ermakov*) 9
1.1. Brief history of geothermics 9
1.2. Problematics of geothermic investigations 11
1.2.1. Theoretical investigations 12
1.2.2. Regional investigations 20
1.2.3. Development of methods and equipment 32

Chapter 2. Temperature distribution in the water column and in the bottom water layer of the Arctic Ocean (*E.A. Sukhikh*) 39
2.1. Connection between the Arctic Ocean and the other oceans 40
2.2. Characteristics and formation features of the main types of water masses 41
2.3. Circulation of water masses in the Arctic Ocean 46
2.4. Characteristics of thermal state of the deep and near-bottom waters of the Arctic Ocean abyssal basins 52
2.4.1. Thermal state of deep and bottom waters in the subbasins of the Eurasian Basin 54
2.4.2. Thermal state of deep and bottom waters in the subbasins of the Amerasian Basin 59
2.5. Interannual variability of the water masses heat content in the Arctic Ocean 63

Chapter 3. Heat flow distribution in the Arctic region (*M.D. Khutorskoy*, *L.V. Podgornykh*, *V.R. Akhmedzyanov*, *A.V. Ermakov*) 69
3.1. West Arctic region 87
3.1.1 Geothermic researches on the Barents Sea islands 89
3.1.2. Heat flow in the Barents Sea water area 97
3.2. Heat flow in the Kara Sea (islands and water area) 109
3.3. Heat flow from the Arctic Ocean abyssal basins and uplifts 112

Chapter 4. Modeling of the deep temperatures in the Arctic region litosphere along the geotraverses (*M.D. Khutorskoy*, *V.R. Akhmedzyanov*, *L.V. Podgornykh*) 117
4.1. Radiogenic heat production in bottom sediments in the Western Arctic zone 119
4.2. Procedure of thermotomographic modeling 123
4.3. Two-dimensional modeling of the geothermal field along the seismic profiles 129
4.3.1. Seismic profiles in the Barents Sea 129
4.3.2. Crustal structure along the geotraverses 144
4.3.3. Two-dimensional temperature models of the seismic geotraverses in the Barents Sea 146
4.3.4. Two-dimensional temperature models along the geotraverses in the Kara Sea 154
4.3.5. Two-dimensional geothermal models in the Laptev Sea 156
4.3.6. Two-dimensional geothermal models in the Amerasian Basin 160
4.4. Three-dimensional modeling of the geothermal field of the Arctic sedimentary basins 162
4.5. Comparison of thermal structure of the lithosphere in the Western Arctic region and in the sedimentary oil- and gas-bearing basins of the Northern Eurasia 166
4.5.1. Precaspian Basin 167
4.5.2. Pripyat Basin 172
4.5.3. North German Basin 177
4.5.4. Pannonian basin 180
4.5.5. Terek-Caspian basin 186

Chapter 5. Geothermal field and petroleum potential (*M.D. Khutorskoy*, *L.A. Tsybulya*) 189

Chapter 6. Geothermic data as an indicator of the destruction processes of the continental crust on the northern edge of the Svalbard plate (*Yu.G. Leonov*, *M.D. Khutorskoy*) 199

Conclusion. Inferences and Recommendations (*M.D. Khutorskoy*) 207

Summary 209

References 211

Научное издание

Михаил Давыдович Хуторской, Виталий Раульевич Ахмедзянов, Александр Валерьевич Ермаков, Юрий Георгиевич Леонов, Леонид Вениаминович Подгорных, Борис Григорьевич Поляк, Елена Александровна Сухих, Лев Артемьевич Цыбуля

Геотермия арктических морей

На первой странице переплета: Баренцево море, на горизонте — земля Александры (ЗФИ) (*фото М.Д. Хуторского*).

На четвертой странице переплета: остров Гукера (ЗФИ) (*фото М.Д. Хуторского*).

Редактор *И.М. Ерофеева*
Дизайн и компьютерная верстка *Е.Ю. Ерофеева*

Издательство ГЕОС
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91
e-mail: geos@yandex.ru
www.geos-books.ru

ООО ИПК “Панорама”
Подписано к печати 14.11.2013.
Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная.
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 23,0.
Тираж 300 экз.

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом в ОАО “Альянс “Югполиграфиздат”, ООО ИПК “Панорама”
400001, г.Волгоград, ул. КИМ, 6

Рис. 0.1. Мемориальная доска, установленная в бухте Тихая на о-ве Гукера (ЗФИ) в память зимовок здесь экспедиции Г.Я. Седова

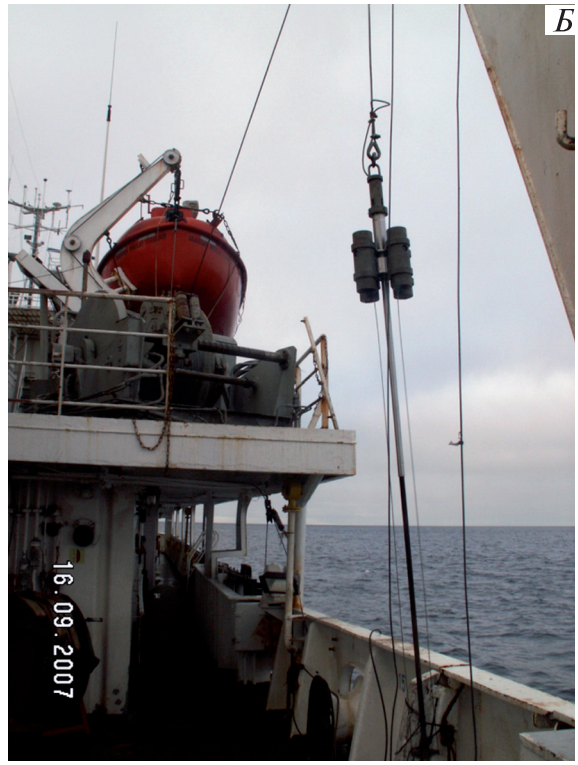


Рис. 1.4. Зонд «ГЕОС-М» в сборе на палубе (*А*) и перед спуском (*Б*)

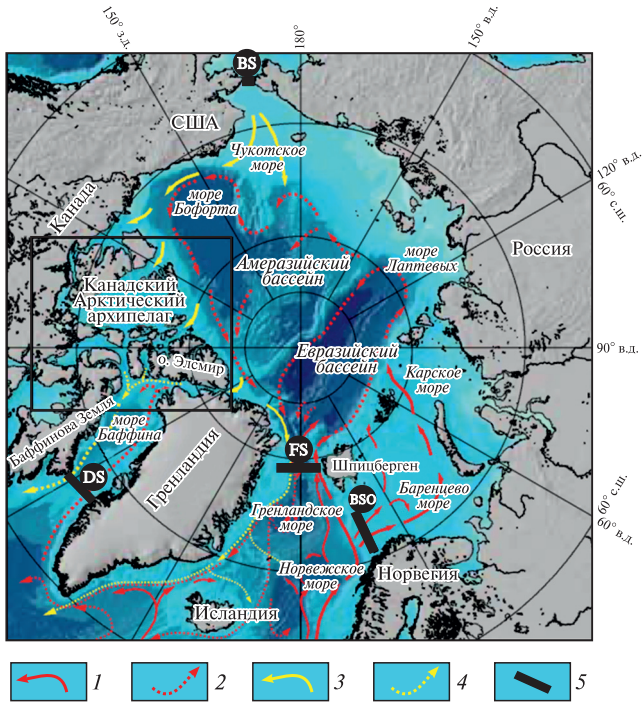


Рис. 2.1. Основные пути водообмена СЛО с соседними океанами [Beszczynska-Möller et al., 2011]

Схема следования атлантической водной массы обозначена красным цветом, тихоокеанской — желтым.

1 — поступление атлантической водной массы (АВМ); *2* — пути циркуляции модифицированной АВМ; *3* — поступление и распространение тихоокеанской водной массы (ТВМ) в Арктическом бассейне; *4* — пути пресноводного стока (ТВМ, речные и талые воды); *5* — основные пути водообмена: FS — пролив Фрама (Fram Strait), DS — пролив Дэвиса (Davis Strait), BSO — поступление АВМ на акваторию Баренцева моря между о-вом Медвежий и Скандинавским полуостровом (Barents Sea Opening), BS — Берингов пролив (Bering Strait)

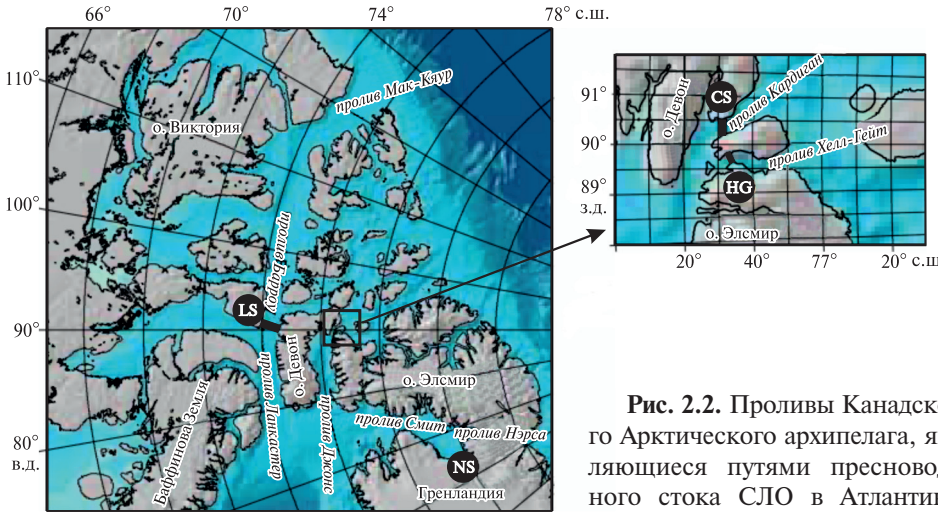


Рис. 2.2. Проливы Канадского Арктического архипелага, являющиеся путями пресноводного стока СЛО в Атлантику [Beszczynska-Möller et al., 2011]

Проливы: NS — Нэрса (Nares Strait), LS — Ланкастер (Lancaster Sound), CS — Кардиган (Cardigan Strait), HG — Хелл-Гейт (Hell Gate)

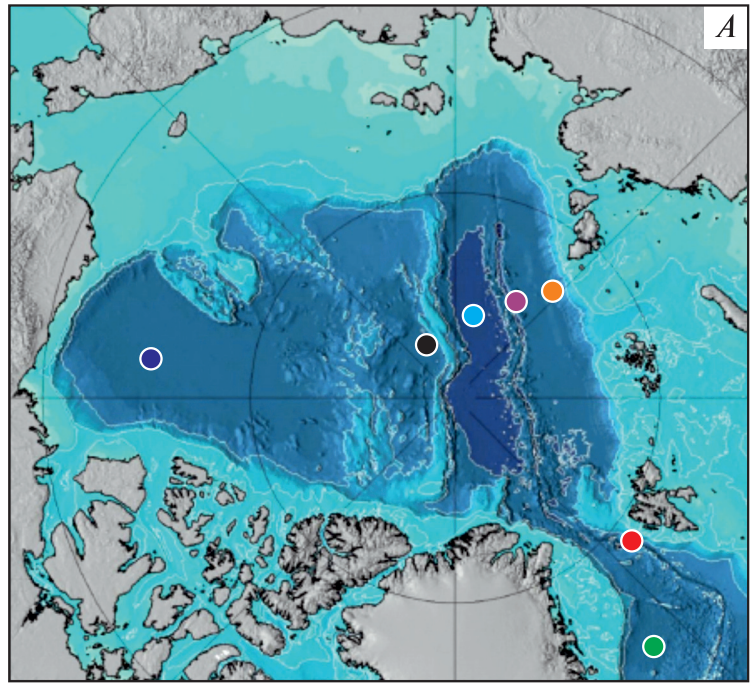


Рис. 2.3. Основные пространственные закономерности стратификации водной тощи СЛО [Rudels, 2012]

А. Положение станций CTD-зондирования водной толщи, характеризующих распределение основных гидрологических показателей в различных районах бассейна СЛО. Результаты измерений в различных бассейнах хорошо демонстрируют трансформацию атлантической водной массы (АВМ) по мере ее движения внутри Арктического бассейна. Красный цвет — континентальный склон Северо-Европейского бассейна, поступление АВМ в Арктический бассейн через пролив Фрама в составе ЗШТ; оранжевый — континентальный склон Арктического бассейна, продолжение вдольсклонового движения АВМ; фиолетовый — рециркуляция АВМ в котловине Нансена вдоль западного склона хребта Гаккеля; голубой — стратификация водной толщи в котловине Амундсена; черный — стратификация в котловине Макарова; синий — стратификация в Канадской котловине; зеленый — Гренландское море, характеристика глубинных водных масс Норвежско-Гренландского бассейна.

Б. Распределение с глубиной потенциальной температуры (*а*) и солености (*б*) для станций, указанных на рис. 2.3, *А*; *TS*-диаграммы (*в*, *г*): AW — атлантическая водная масса (ВМ) (Atlantic Water), AAW — арктическая атлантическая ВМ (Arctic Atlantic Water), RAW — атлантическая ВМ, рециркулирующая в проливе Фрама (Recirculating Atlantic Water), uPDW — верхняя полярная глубинная ВМ (upper Polar Deep Water), AIW — арктическая промежуточная ВМ (Arctic Intermediate Water), CBDW — глубинная ВМ Амеразийского бассейна (Canadian Basin Deep Water), EBDW — глубинная ВМ Евразийского бассейна (Eurasian Basin Deep Water).

1 — неустойчивая температурная, либо соленостная стратификация; *2* — устойчивая стратификация по обоим параметрам

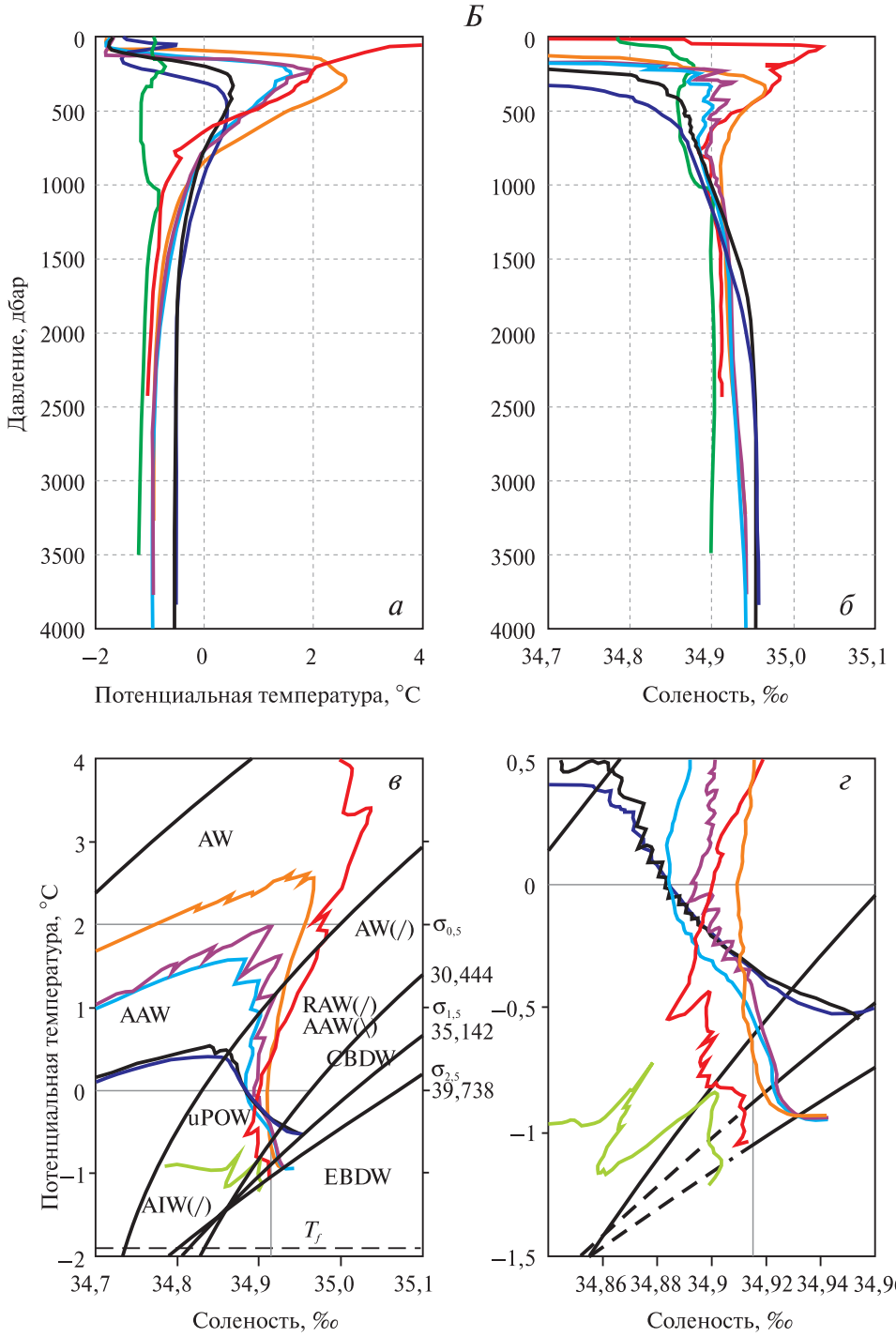


Рис. 2.3. Окончание

/ 1 \ 2

5

Вклейка к главе 2

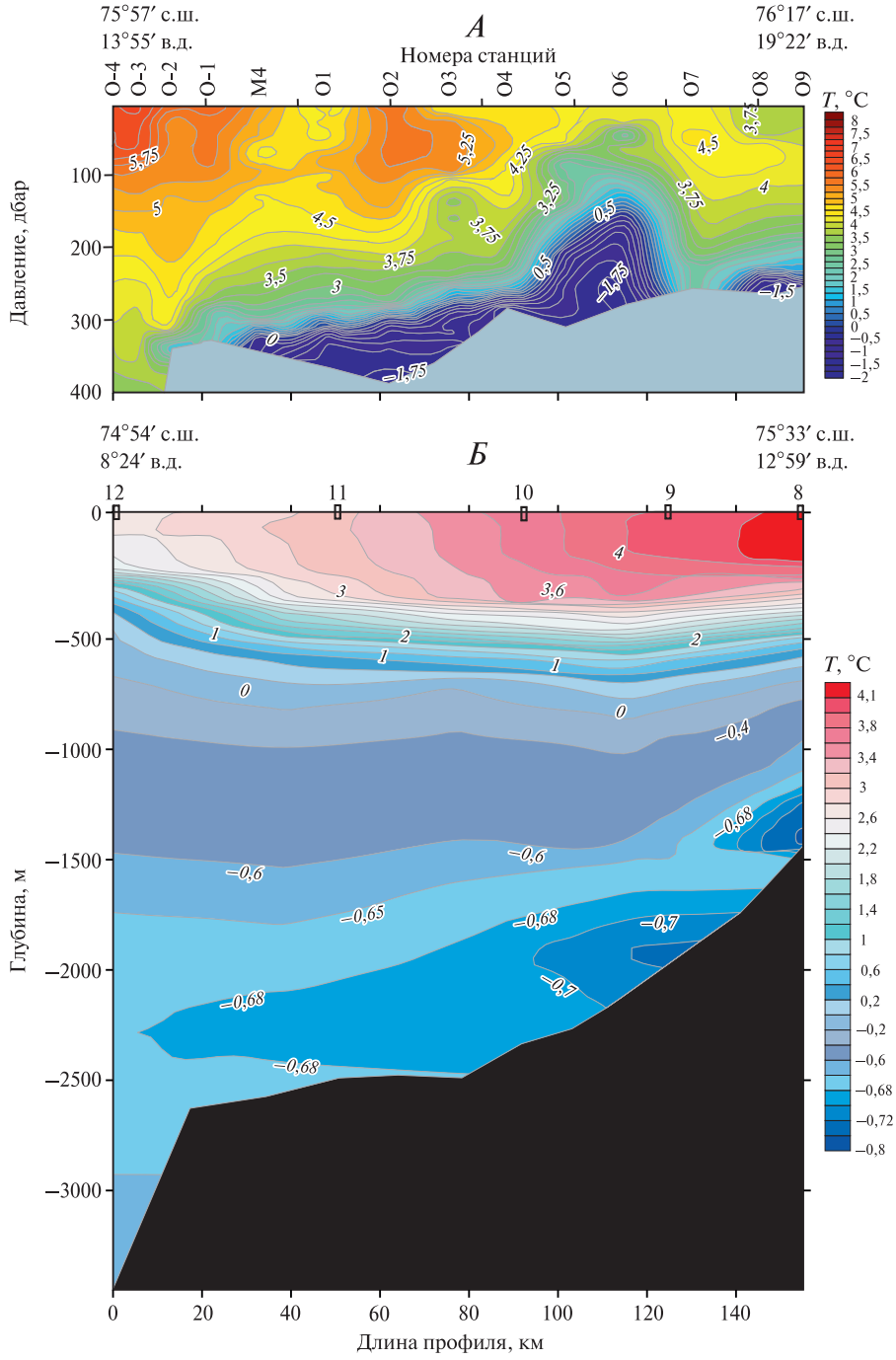


Рис. 2.4. Конвективная водная масса Стур-Фьорда в желобе Стурфьордренна (июль 2008 г.) (*А*) и на континентальном склоне после выхода из желоба (январь 2009 г.) (*Б*)

Вклейка к главе 2

6

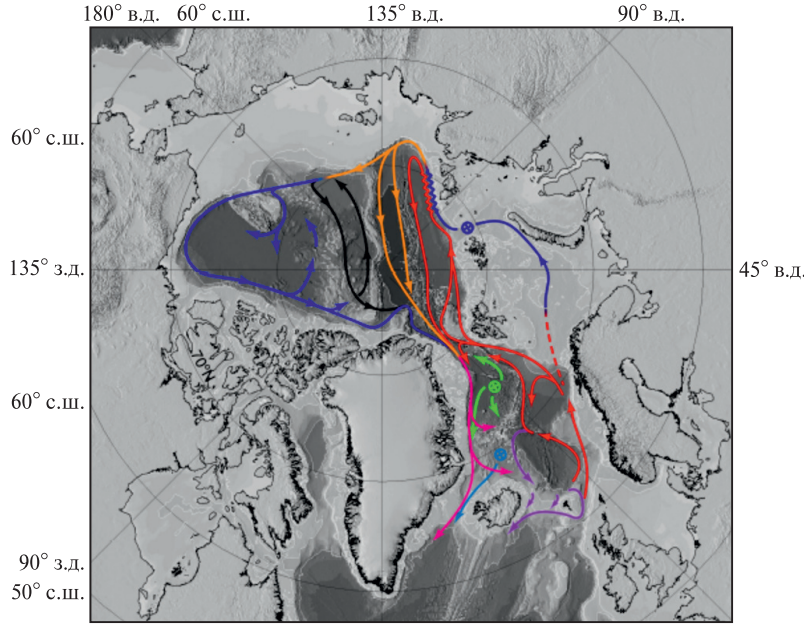


Рис. 2.6. Циркуляция атлантических и промежуточных водных масс в бассейне СЛО [Rudels, 2012]

Разный цвет стрелок характеризует постепенное изменение свойств водных масс в ходе их циклонической циркуляции в бассейнах СЛО. Волнистые линии указывают на область активного взаимодействия между Баренцевоморской ветвью и ветвью пролива Фрама севернее архипелага Северная Земля

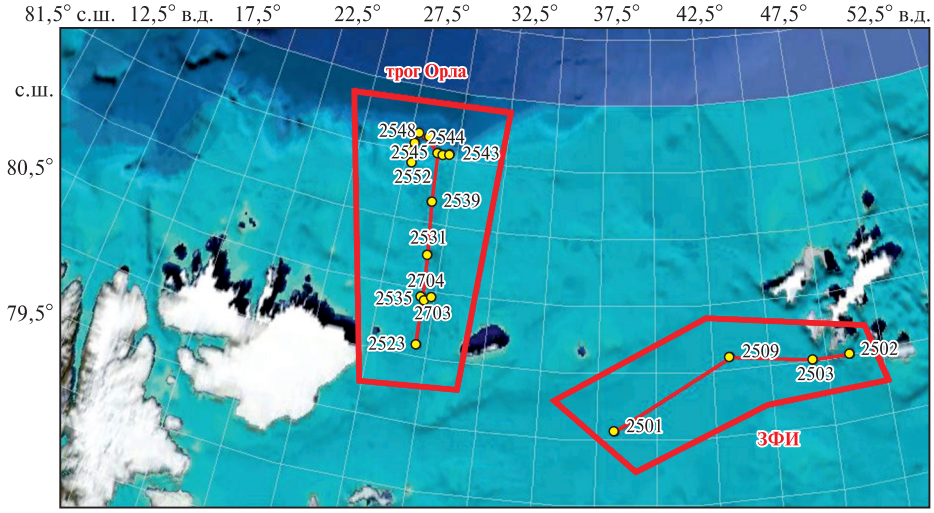


Рис. 2.7. Полигоны 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»

Вклейка к главе 2

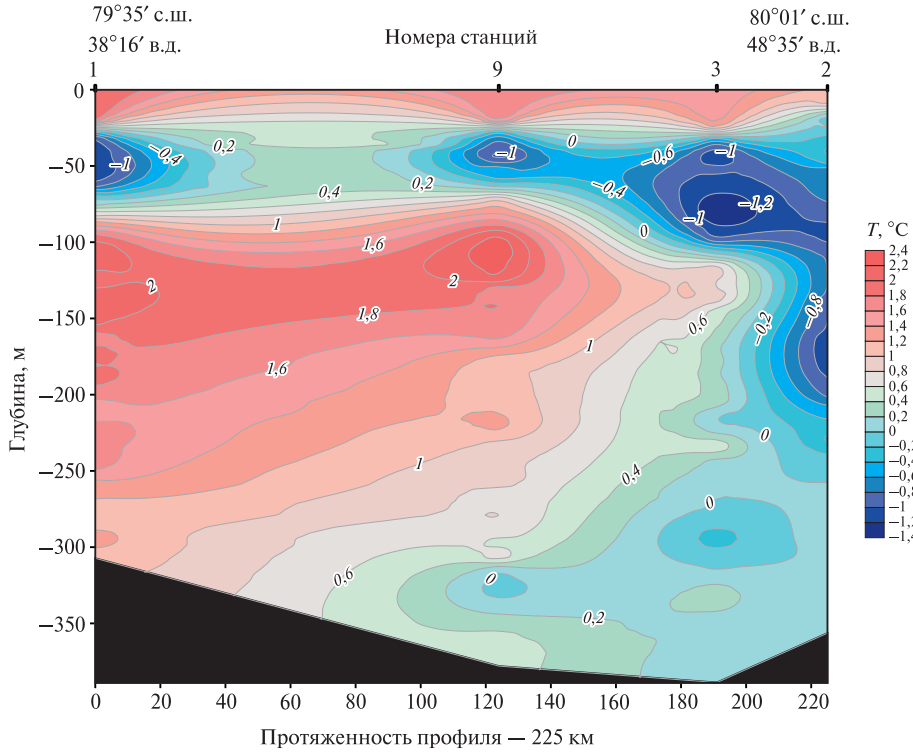


Рис. 2.10. Температурная стратификация на полигоне «ЗФИ» по данным 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (сентябрь 2007 г.)

В промежуточном слое располагается температурный максимум ветви пролива Фрама. Подповерхностный температурный минимум — глубина проникновения зимней конвекции

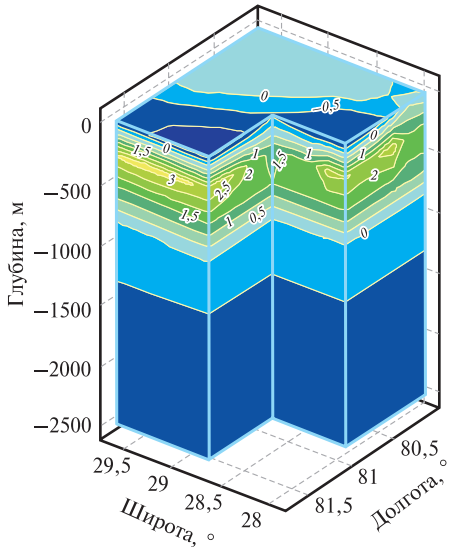


Рис. 2.11. 3D-модель температурного распределения на полигоне «Трог Орла»

Температурные максимумы в промежуточном горизонте характеризуют вдольсклоновое распространение ветви пролива Фрама, а также поступление атлантических водных масс в ортогональный трог

Вклейка к главе 2

8

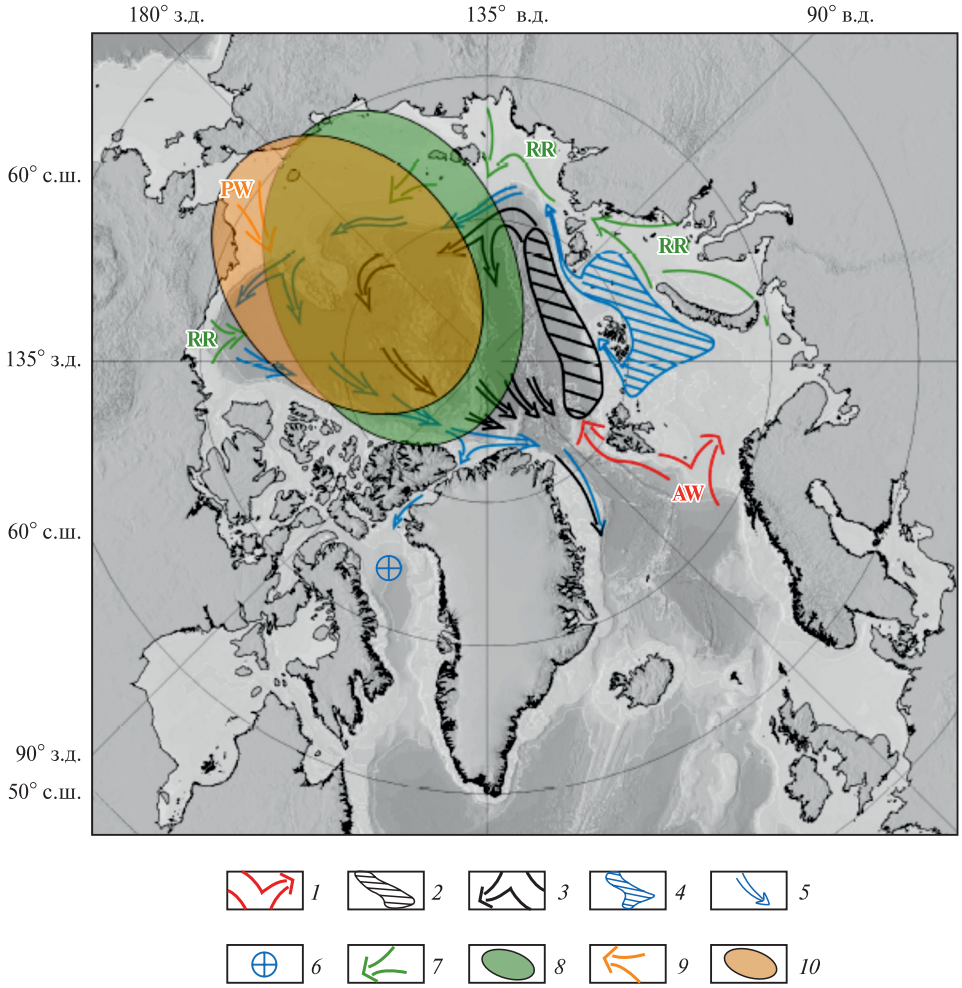
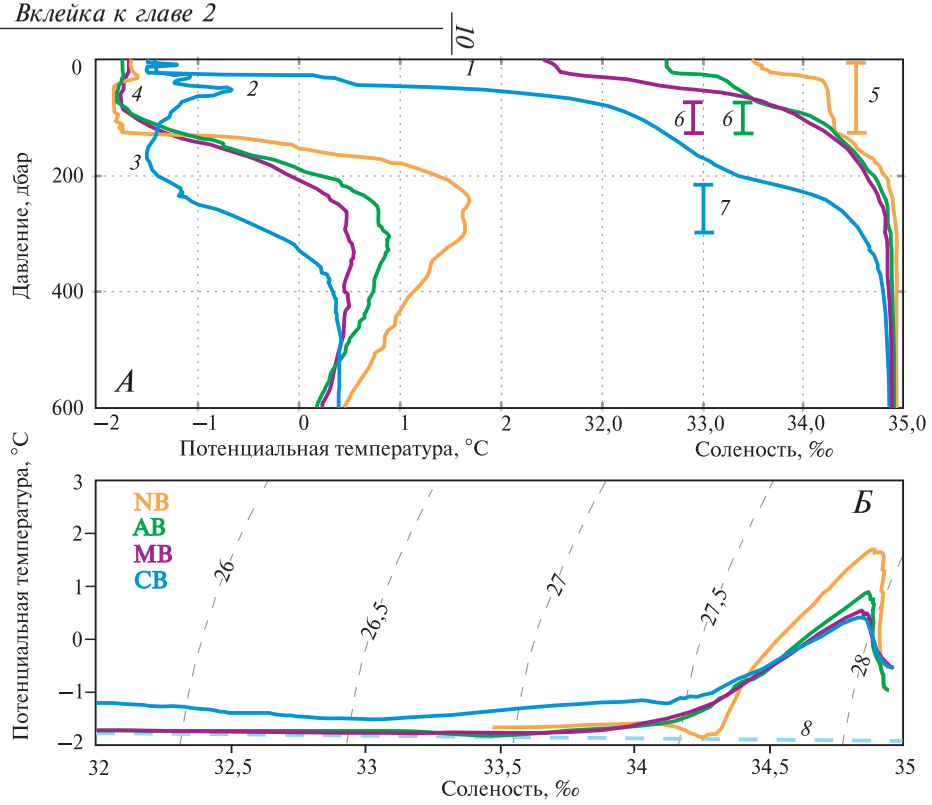


Рис. 2.12. Схема формирования и циркуляции галоклина [Rudels et al., 2004; Rudels, 2012]

1 — поступление атлантической водной массы (AW) в Арктический бассейн (ветвь пролива Фрама и Баренцевоморская ветвь); *2*, *3* — область формирования (*2*) и пути циркуляции (*3*) галоклина ветви пролива Фрама; *4*, *5* — область формирования (*4*) и пути распространения (*5*) галоклина Баренцевоморской ветви; 6 — воды Баренцевоморского галоклина, обнаруженные в придонных горизонтах моря Баффина и являющиеся возможным источником их обновления; *7* — пути поступления речного стока (RR); *8* — шельфовые водные массы, поступающие в Арктический бассейн и покрывающие воды атлантического галоклина; *9* — приток тихоокеанских водных масс (PW), которые, обладая пониженной (относительно атлантических) соленостью, также покрывают их и являются источниками верхнего галоклина; *10* — область распространения ТВМ в составе верхнего галоклина

9

Вклейка к главе 2



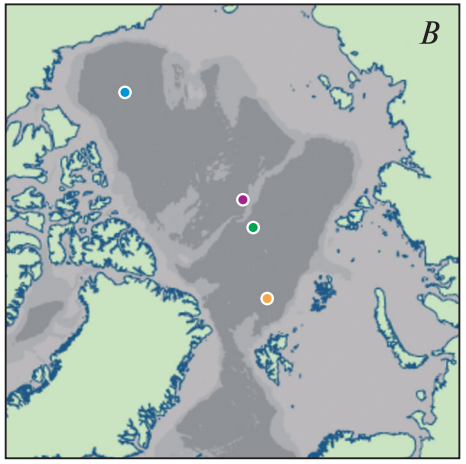


Рис. 2.13. *TS*-характеристики верхних горизонтов глубоководных котловин СЛО [Rudels et al., 2004]: распределение с глубинной температуры и солености (*А*), *TS*-кривые для котловин (*Б*) и положение станций на карте (*В*)

1 — поверхностные водные массы, формирующиеся в результате сезонного таяния льда; *2* — температурный максимум — индикатор летней модификации тихоокеанских водных масс в Канадской котловине; *3* — температурный минимум, характерный для зимней модификации ВМ, потупающих через Берингов пролив (winter Bering Sea Water); *4* — температурный минимум, образованный зимней конвекцией; *5* — глубина зимнего перемешанного слоя в котловине Нансена; *6* — диапазон галоклина в котловинах Макарова и Амундсена; *7* — диапазон нижнего галоклина в Канадской котловине; *8* — зависимость температуры замерзания от солености.

Котловины: Нансена (NB — желтый цвет, экспедиция ледокола Oden, 1991 г., ст. 5: 88,56° с.ш., 27,63° в.д.), Амундсена (AB — зеленый цвет, экспедиция ледокола Oden, 1991 г., ст. 18: 88,18° с.ш., 99,13° в.д.), Макарова (MB — фиолетовый цвет, экспедиция ледокола Louis S. St. Laurent, 1994 г., ст. 29: 87,15° с.ш., 160,71° в.д.), Канадской (CB — голубой цвет, экспедиция ледокола Joint Ocean Ice Study, 1997 г., ст. 14: 75,20° с.ш., 142,35° в.д.)

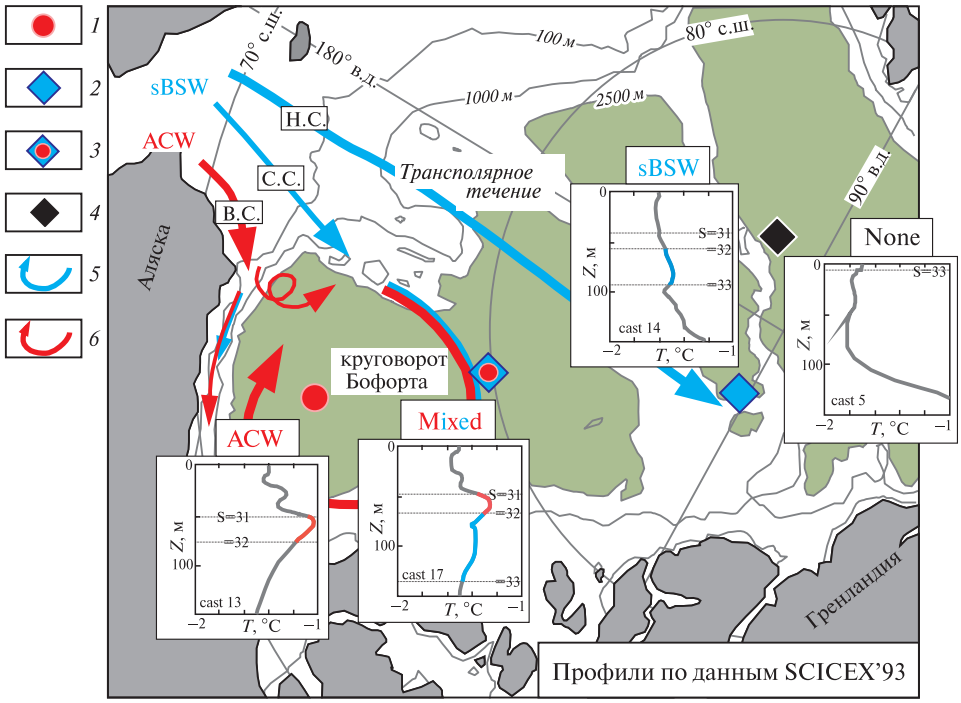


Рис. 2.14. Схема циркуляции вод галоклина «летнего» тихоокеанского генезиса в Арктическом бассейне (1993 г., SCICEX — Scientific Ice Expeditions) [Steele et al., 2004]

Температурные профили иллюстрируют пространственную изменчивость стратификации галоклина и указывают на существование четырех ее режимов: только ACW (*1*), только sBSW (*2*), присутствие обоих типов водных масс Mixed (*3*) и отсутствие летних тихоокеанских водных масс в составе галоклина None (*4*)

Пояснения остальных условных обозначений см. в тексте

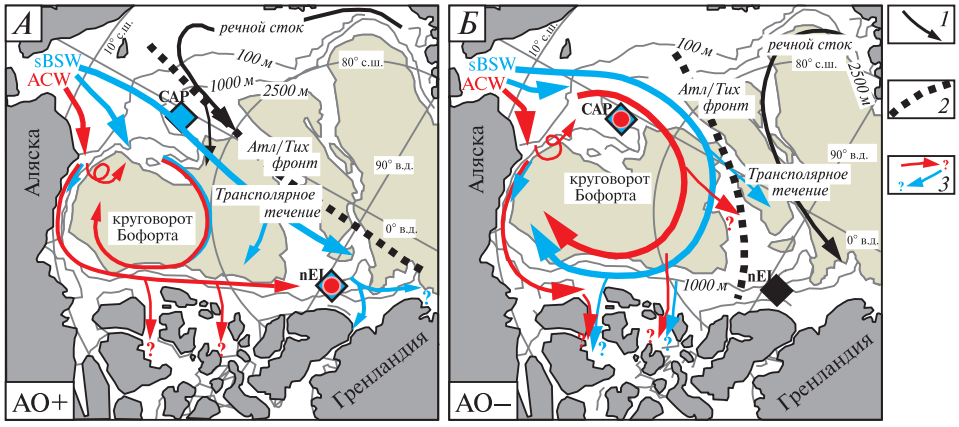
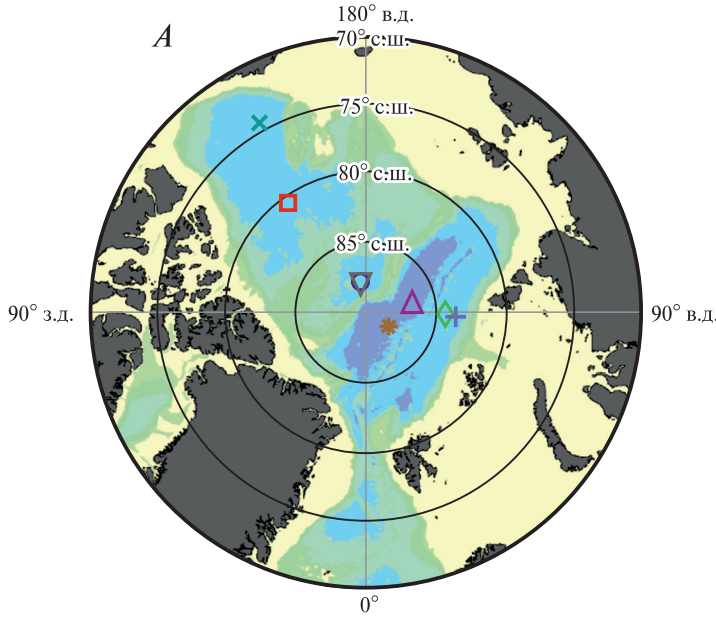


Рис. 2.15. Схема циркуляции вод галоклина «летнего» тихоокеанского генезиса [Steele et al., 2004]

Пояснения см. в тексте

11

Вклейка к главе 2



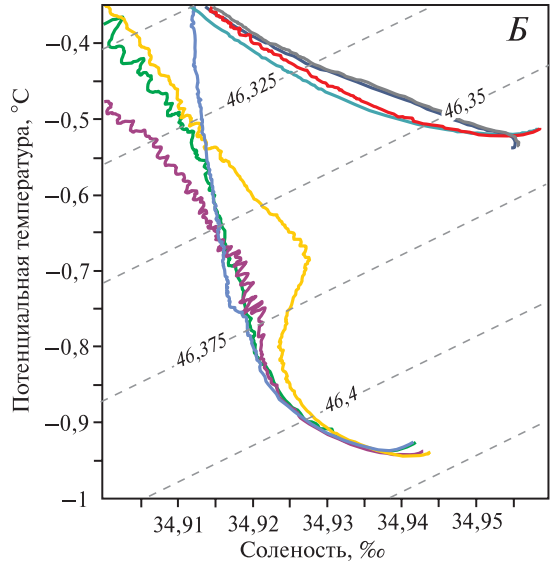


Рис. 2.16. Характеристики глубинных и придонных слоев глубоководных котловин Нансена, Амундсена, Макарова и Канадской [Rudels, 2012]

А — положение станций гидрологических измерений (представлено по две станции для каждой котловины);

Б — *TS*-диаграмма, характеризующая распределение плотностей в глубинных слоях абиссальных котловин СЛО (значения σ рассчитаны для глубины 4000 м, см. сноску в разделе 2.2 на с. 45);

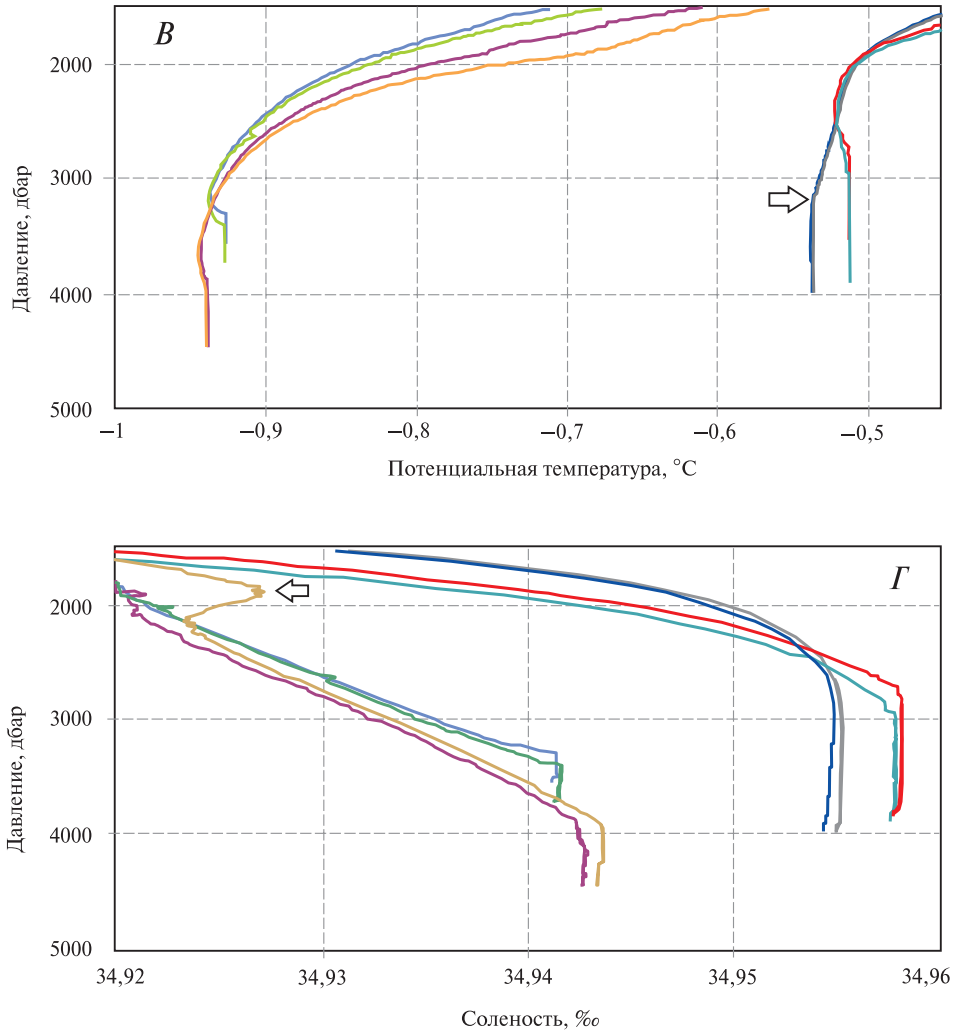
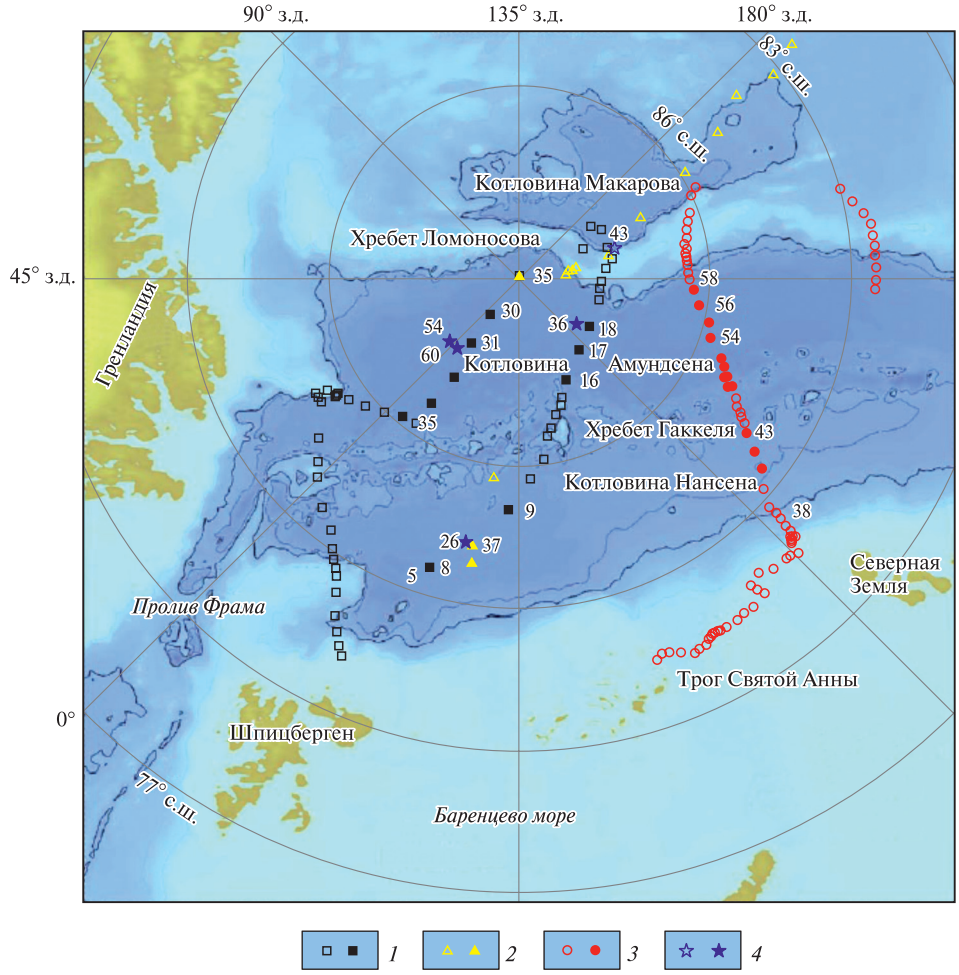


Рис. 2.16. Окончание

В — распределение потенциальной температуры с глубиной;

Г — распределение солености с глубиной.

Стрелками на фрагментах *В* и *Г* обозначены особенности некоторых кривых, которые выделяются из общего единообразия формы. Это — отсутствие глубинного температурного минимума в котловине Макарова (*В*) и глубинный максимум солености в котловине Амундсена (*Г*)



14 **Рис. 2.17.** Положение станций CTD-зондирования, выполненных в ходе экспедиций Oden'91 (*1*), AOS94 (*2*), ARK XII (*3*), AO-01 (*4*) и использованных при анализе состояния придонного слоя [Bjork, Winsor, 2006]

Сплошная заливка условных обозначений указывает на наличие придонного гомогенного слоя по данным измерений

Вклейка к главе 2

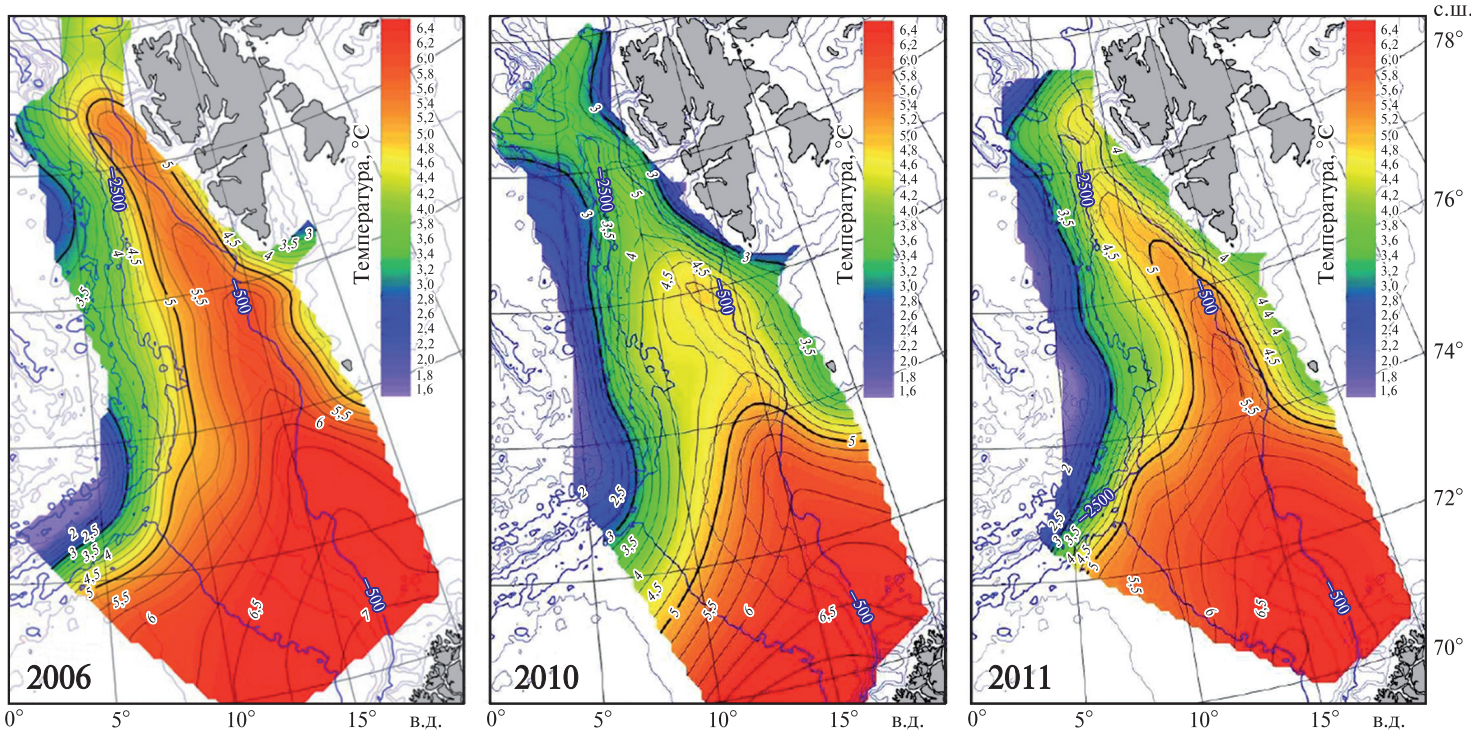


Рис. 2.24. Изменение температуры для поверхности, соответствующей давлению 100 дбар в июне-июле 2006, 2010 и 2011 гг. [Cruise Reports..., 2011]

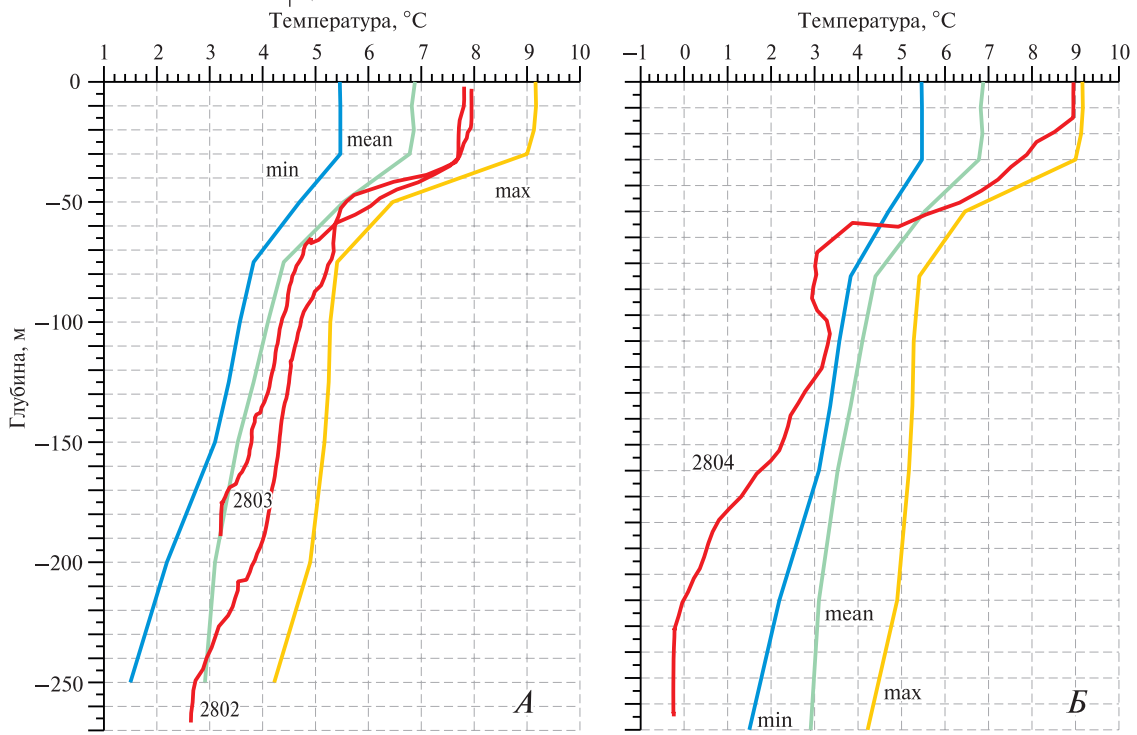


Рис. 2.26. Распределение температуры с глубиной по данным станций 28-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (красные кривые) в сравнении с многолетними средними значениями (mean) и многолетними экстремумами (min, max) для сентября по данным [Электронный атлас..., 2007]

А — станции 2802 (73,19° с.ш., 32,84° в.д.) и 2803 (73,15° с.ш., 32,97° в.д.) располагаются в западной части полигона. В придонном горизонте отсутствуют холодные плотные водные массы, теплосодержание АВМ немного повышено.

Б — станция 2804 (71,56° с.ш., 36,98° в.д.) располагается восточнее. Заметно существенное изменение формы кривой 2011 г. относительно многолетних значений. Придонный слой занимают холодные водные массы повышенной плотности

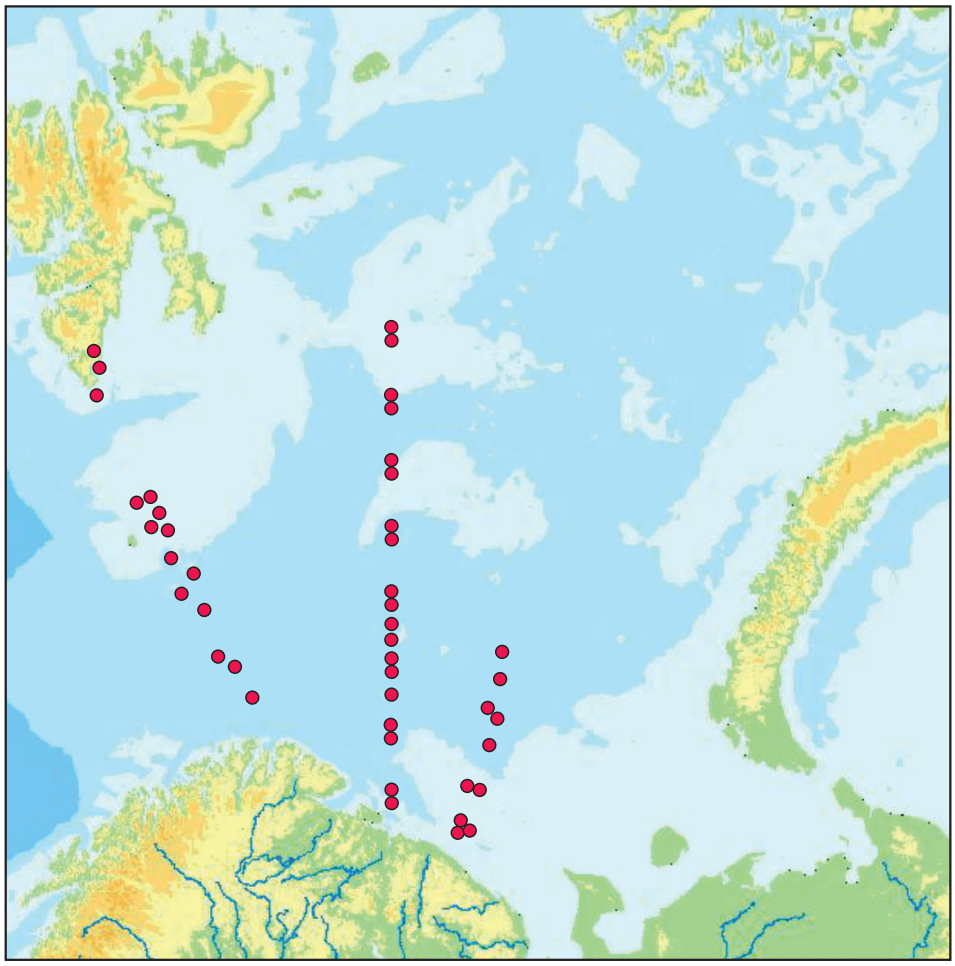


Рис. 3.5. Распределение гидрометеорологических станций многолетнего мониторинга морской среды в Баренцевом море [Климат морей..., 2007]

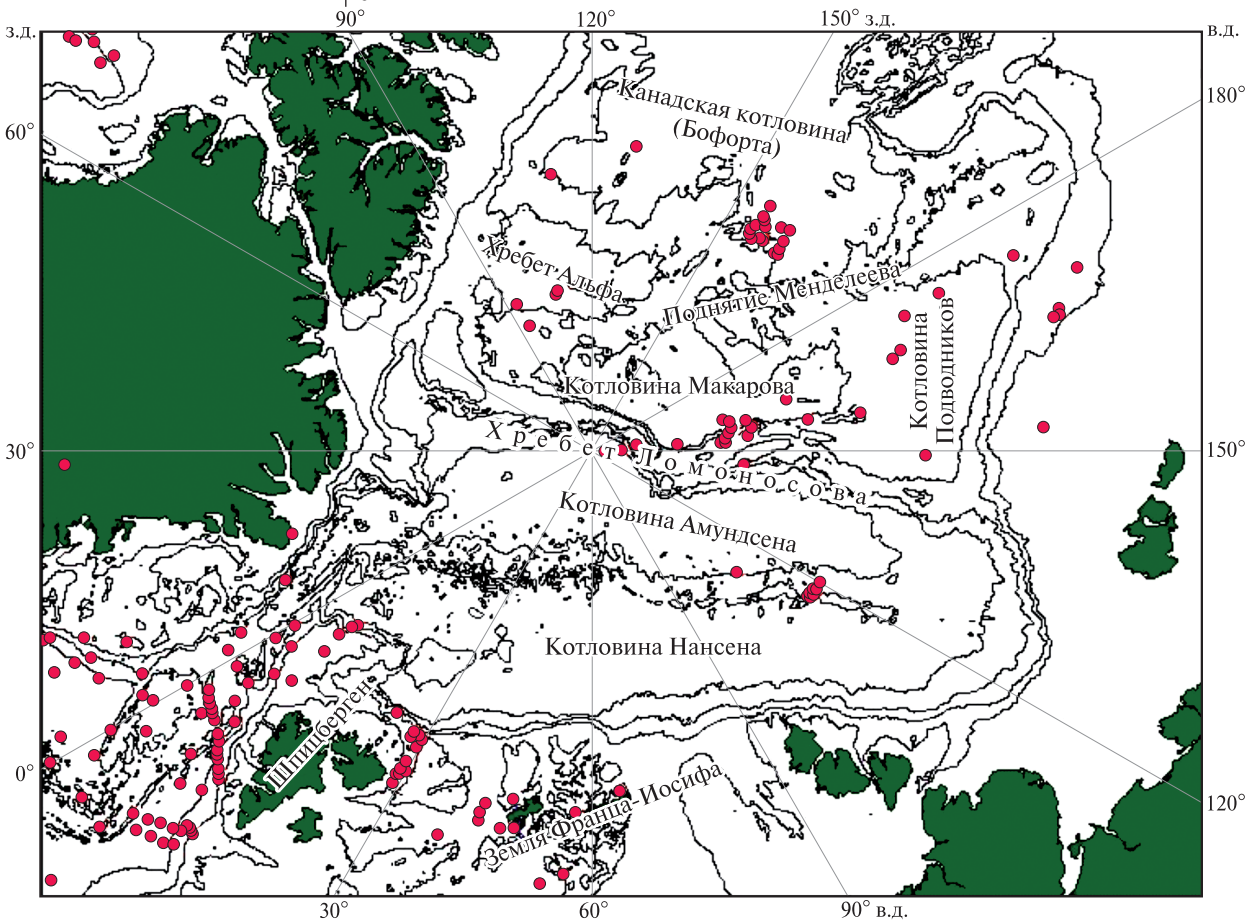


Рис. 3.24. Расположение станций измерения теплового потока (точки) в Северном Ледовитом океане

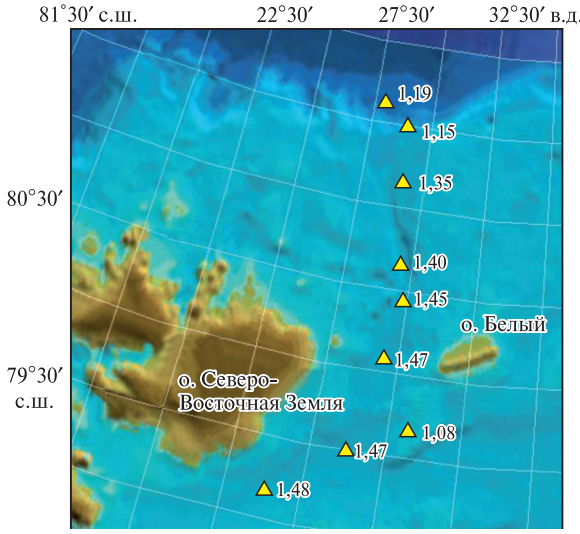


Рис. 4.3. Станции отбора образцов донных грунтов и значения радиогенной теплогенерации (в мкВт/м^3) в районе трога Орла

Таблица 4.1. Концентрации основных теплогенерирующих изотопов и радиогенная теплогенерация ($A_{пов}$) в районе трога Орла

Номер образца	^{238}U	^{232}Th	^{40}K	$A_{пов}$	Номер образца	^{238}U	^{232}Th	^{40}K	$A_{пов}$
	г/т			мкВ/м^3		г/т			мкВ/м^3
1	2,98	10	2,43	1,08	21	3,97	13	3,24	1,43
2	4,96	13	3,44	1,6	22	2,98	9	2,46	1,04
3	4,96	15	3,66	1,71	23	3,97	11	2,95	1,32
4	3,97	11	3,02	1,32	24	1,99	13	3,33	1,10
5	4,96	10	2,86	1,27	25	2,98	10	2,39	1,08
6	3,97	15	3,72	1,71	26	2,98	13	3,13	1,26
7	4,96	10	3,01	1,28	27	3,97	12	3,10	1,37
8	4,96	14	3,52	1,65	28	3,97	12	3,00	1,37
9	4,96	12	3,46	1,56	29	2,98	10	2,27	1,07
10	3,97	14	3,06	1,63	30	4,96	13	3,09	1,58
11	3,97	6	1,93	1,04	31	1,99	10	2,82	0,94
12	3,97	14	3,45	1,49	32	4,96	11	2,31	1,45
13	4,96	15	3,98	1,56	33	2,98	8	2,28	0,98
14	4,96	13	3,21	1,59	34	3,97	10	2,34	1,24
15	2,98	14	359	1,66	35	3,97	13	3,58	1,45
16	3,97	10	2,26	1,07	min	1,99	6,00	1,93	0,94
17	3,97	12	3,51	1,40	max	4,96	15,00	3,98	1,71
18	3,97	14	3,59	1,49	*Среднее*	3,94	11,97	3,07	1,37
19	3,97	14	3,8	1,50	Станд. отклон.	0,85	2,19	0,54	0,23
20	3,97	15	3,58	1,54					

Примечание. В табл. 4.1–4.2: Станд. отклон. — стандартное отклонение.

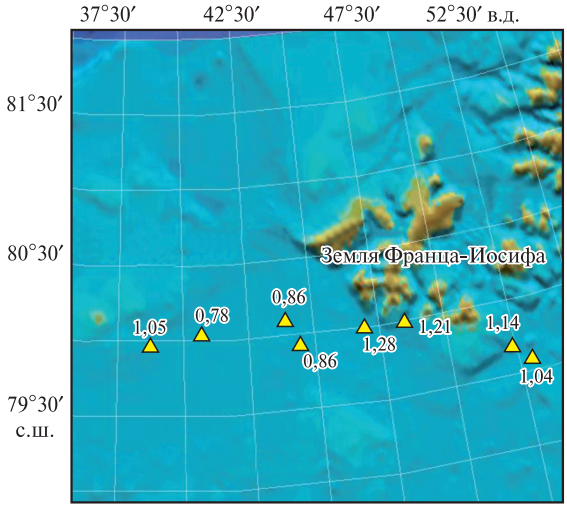


Рис. 4.4. Станции отбора образцов донных грунтов и значения радиогенной теплогенерации (в мкВт/м³) в районе ЗФИ

Таблица 4.2. Концентрации основных теплогенерирующих изотопов и радиогенная теплогенерация в районе ЗФИ

Номер образца	^{238}U	^{232}Th	^{40}K	$A_{пов}$	Номер образца	^{238}U	^{232}Th	^{40}K	$A_{пов}$
	г/т			мкВ/м³		г/т			мкВ/м³
1	5,96	8	2,41	2,41	16	1,99	7	1,87	0,75
2	4,96	8	2,37	2,37	17	2,98	10	2,97	1,11
3	1,99	10	2,57	2,57	18	2,98	8	2,53	1,00
4	3,97	10	2,54	2,54	19	2,98	9	2,75	1,05
5	4,96	8	2,16	2,16	20	3,97	10	2,70	1,26
6	2,98	8	2,09	2,09	21	3,97	9	2,61	1,21
7	4,96	9	2,85	2,85	22	2,98	7	2,36	0,94
8	4,96	9	2,59	2,59	23	1,99	9	2,71	0,89
9	4,96	10	2,85	2,85	24	3,97	10	2,55	1,25
10	3,97	10	2,80	2,80	25	2,98	9	2,56	1,04
11	3,97	9	2,70	2,70	26	2,98	8	2,10	0,97
12	2,98	8	2,53	2,53	min	1,99	7,00	1,87	0,75
13	1,99	9	2,23	2,23	max	5,96	10,00	2,97	1,48
14	1,99	9	2,13	2,13	*Среднее*	3,47	8,81	2,49	1,11
15	1,99	8	2,20	2,20	Станд. отклон.	1,17	0,94	0,28	0,21

20

Вклейка к главе 4

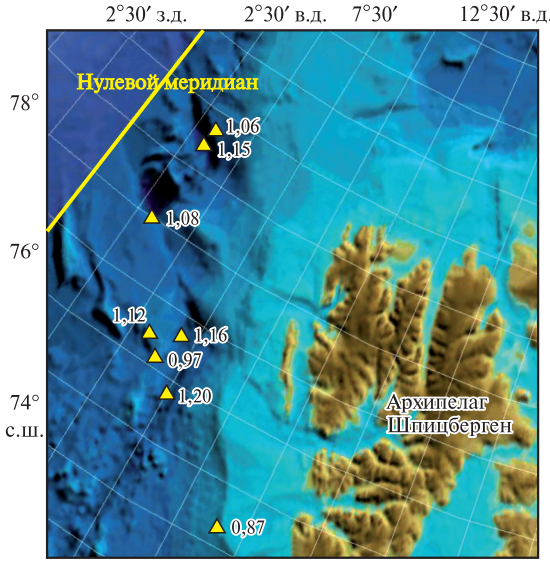


Рис. 4.5. Станции отбора образцов донных грунтов и значения радиогенной теплогенерации (в мкВт/м^3) в северной части хребта Книповича и в разломной зоне Моллой

Таблица 4.3. Концентрации основных теплогенерирующих изотопов и радиогенная теплогенерация в северной части хребта Книповича и в разломной зоне Моллой

Номер образца	^{238}U	^{232}Th	^{40}K	$A_{пов}$	Номер образца	^{238}U	^{232}Th	^{40}K	$A_{пов}$
	г/т			мкВ/м^3		г/т			мкВ/м^3
1	2,98	11	2,84	1,15	29	2,98	9	2,78	1,05
2	1,99	12	2,41	1,01	30	5,96	12	3,30	1,71
3	1,99	10	2,64	0,93	31	1,99	12	3,58	1,07
4	3,97	11	2,95	1,32	32	2,98	8	2,27	0,98
5	2,98	12	3,12	1,21	33	2,98	9	2,42	1,04
6	2,98	13	3,34	1,27	34	2,98	9	2,41	1,04
7	2,98	10	2,42	1,08	35	2,98	10	2,85	1,10
8	2,98	10	2,58	1,09	36	2,98	8	2,12	0,97
9	2,98	11	2,85	1,15	37	1,99	7	2,18	0,77
10	2,98	10	2,38	1,08	38	2,98	9	2,66	1,05
11	2,98	9	2,22	1,03	39	1,99	12	3,41	1,06
12	2,98	9	2,54	1,04	40	1,99	9	2,84	0,89
13	1,99	10	2,49	0,92	41	1,99	9	2,30	0,87
14	2,98	10	2,43	1,08	42	2,98	10	2,56	1,09
15	2,98	11	2,73	1,14	43	2,98	9	2,56	1,04
16	1,99	11	2,85	0,99	44	3,97	12	3,27	1,38
17	2,98	9	2,62	1,05	45	1,99	11	3,30	1,01
18	3,97	11	3,21	1,33	46	2,98	12	3,34	1,22

Таблица 4.3. Окончание

Номер образца	^{238}U	^{232}Th	^{40}K	$A_{пов}$	Номер образца	^{238}U	^{232}Th	^{40}K	$A_{пов}$
	г/т			мкВ/м³		г/т			мкВ/м³
19	2,98	11	3,27	1,17	47	2,98	10	3,24	1,13
20	1,99	11	2,81	0,98	48	2,98	12	3,61	1,24
21	2,98	9	2,53	1,04	49	2,98	11	2,87	1,15
22	3,97	10	2,69	1,26	50	2,98	10	2,91	1,11
23	3,97	13	3,05	1,42	51	3,97	12	3,28	1,38
24	2,98	11	3,09	1,16	52	1,99	9	2,31	0,87
25	1,99	11	3,12	1,00	min	1,99	7,00	2,12	0,77
26	3,97	10	2,74	1,26	max	5,96	13,00	3,61	1,71
27	2,98	10	3,13	1,12	*Среднее*	2,92	10,33	2,81	1,11
28	2,98	10	2,75	1,10	Станд. отклон.	0,75	1,32	0,39	0,16

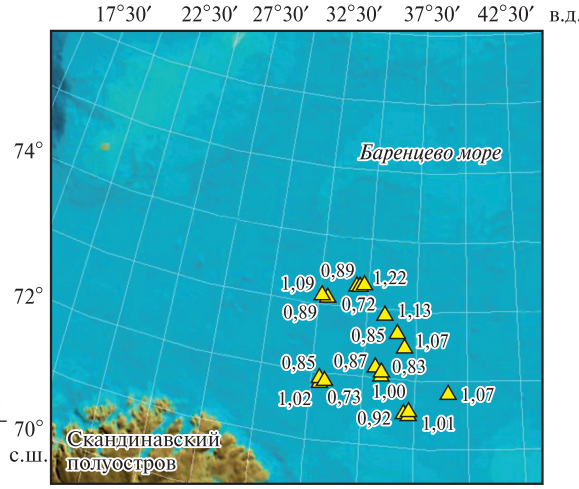


Рис. 4.6. Станции отбора образцов донных грунтов и значения радиогенной теплогенерации (в мкВт/м³) в районе свода Федынского

Таблица 4.4. Концентрации основных теплогенерирующих изотопов и радиогенная теплогенерация в районе свода Федынского

Номер образца	^{238}U	^{232}Th	^{40}K	$A_{пов}$	Номер образца	^{238}U	^{232}Th	^{40}K	$A_{пов}$
	г/т			мкВ/м³		г/т			мкВ/м³
1	0,99	8	2,72	0,68	39	1,99	10	2,37	0,92
2	0,99	10	2,74	0,77	40	2,98	9	2,82	1,06
3	1,99	10	2,80	0,94	41	2,98	9	2,87	1,06
4	1,99	9	2,75	0,89	42	2,98	11	2,89	1,15
5	2,98	9	2,76	1,05	43	1,99	11	3,01	1,00

Вклейка к главе 4

Таблица 4.4. Окончание

Номер образца	^{238}U	^{232}Th	^{40}K	$A_{пов}$	Номер образца	^{238}U	^{232}Th	^{40}K	$A_{пов}$
	г/т			мкВ/м^3		г/т			мкВ/м^3
6	0,99	9	2,76	0,73	44	2,98	13	2,97	1,25
7	2,98	11	2,48	1,13	45	1,99	10	2,42	0,92
8	1,99	9	2,46	0,87	46	1,99	9	2,44	0,87
9	3,97	10	2,75	1,26	47	1,99	8	2,43	0,83
10	2,98	7	2,48	0,95	48	1,99	9	2,39	0,87
11	1,99	8	2,57	0,83	49	4,96	9	2,59	1,37
12	0,99	7	2,36	0,61	50	1,99	5	2,62	0,70
13	1,99	8	2,33	0,82	51	1,99	10	2,56	0,93
14	2,98	8	2,56	1,00	52	1,99	9	2,52	0,88
15	0,99	8	2,56	0,67	53	1,99	9	2,52	0,88
16	3,97	9	2,77	1,22	54	1,99	8	2,33	0,82
17	0,99	10	2,81	0,78	55	2,98	7	2,46	0,95
18	0,99	8	2,45	0,66	56	4,96	9	2,75	1,38
19	2,98	9	2,72	1,05	57	1,99	9	2,50	0,88
20	2,98	9	2,73	1,05	58	1,99	8	2,45	0,83
21	0,99	8	2,44	0,66	59	1,99	9	2,46	0,87
22	2,98	7	2,72	0,96	60	4,96	10	2,71	1,42
23	1,99	7	2,56	0,79	61	2,98	7	2,59	0,95
24	2,98	7	2,96	0,97	62	1,99	8	2,66	0,84
25	0,99	11	2,35	0,80	63	2,98	10	2,46	1,08
26	0,99	9	2,64	0,72	64	1,99	10	2,43	0,92
27	2,98	8	2,35	0,99	65	1,99	8	2,49	0,83
28	1,99	8	2,34	0,82	66	1,99	9	2,46	0,87
29	0,99	8	2,37	0,66	67	3,97	9	2,71	1,21
30	1,99	8	2,20	0,81	68	1,99	10	2,43	0,92
31	1,99	8	2,47	0,83	69	1,99	10	2,61	0,93
32	1,99	10	2,40	0,92	70	1,99	8	2,42	0,83
33	3,97	10	2,84	1,27	71	1,99	9	2,59	0,88
34	1,99	12	3,04	1,04	min	0,99	5,00	2,20	0,61
35	1,99	10	2,58	0,93	max	4,96	13,00	3,04	1,42
36	1,99	10	2,35	0,91	*Среднее*	2,29	9,00	2,58	0,93
37	1,99	12	2,39	1,01	Станд. отклон.	0,94	1,37	0,19	0,18
38	1,99	11	2,37	0,96					

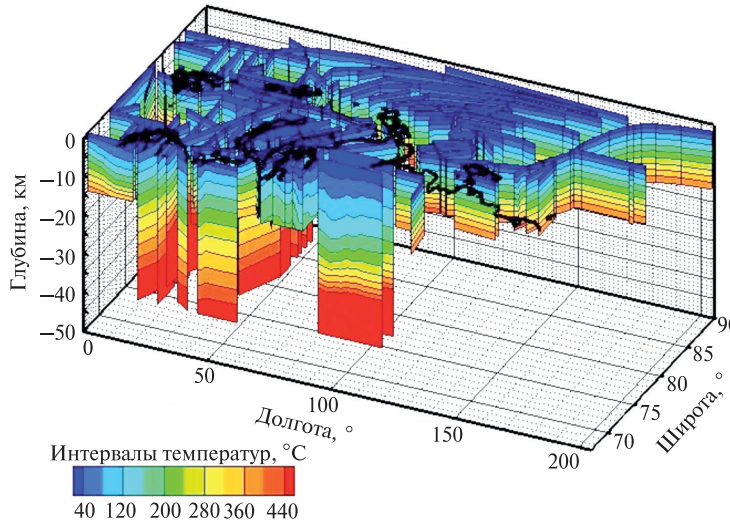


Рис. 4.8. Схема расположения сейсмических геотраверсов и результаты 2D-моделирования в Евразийском секторе Арктики

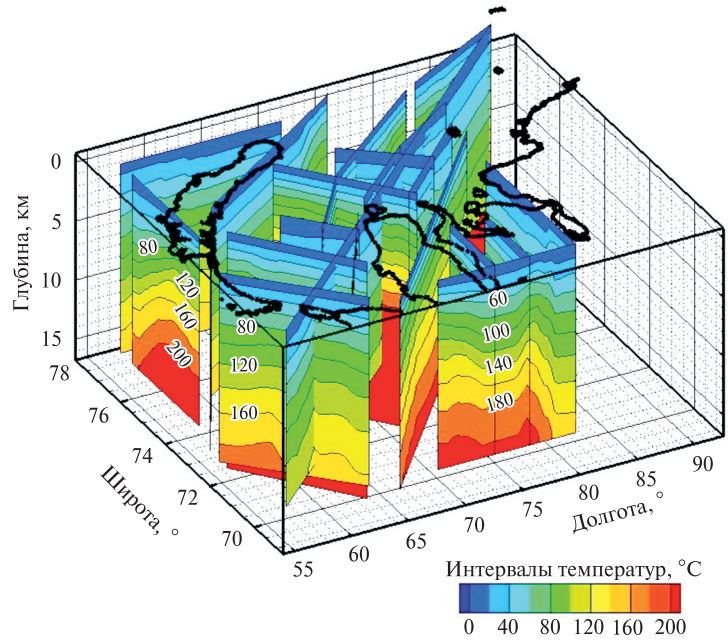


Рис. 4.25. 2D-модели температур в Баренцево-Карском регионе, размещенные в трехмерном плоте

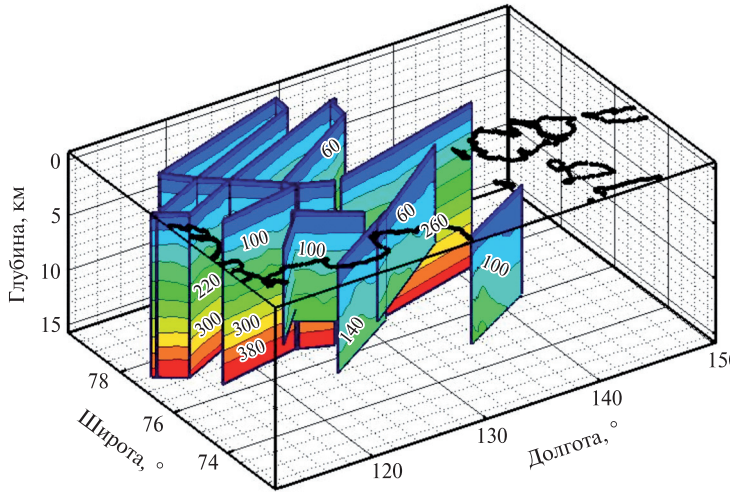


Рис. 4.26. 2D-модели температур вдоль профилей в море Лаптевых, размещенные в трехмерном плоте

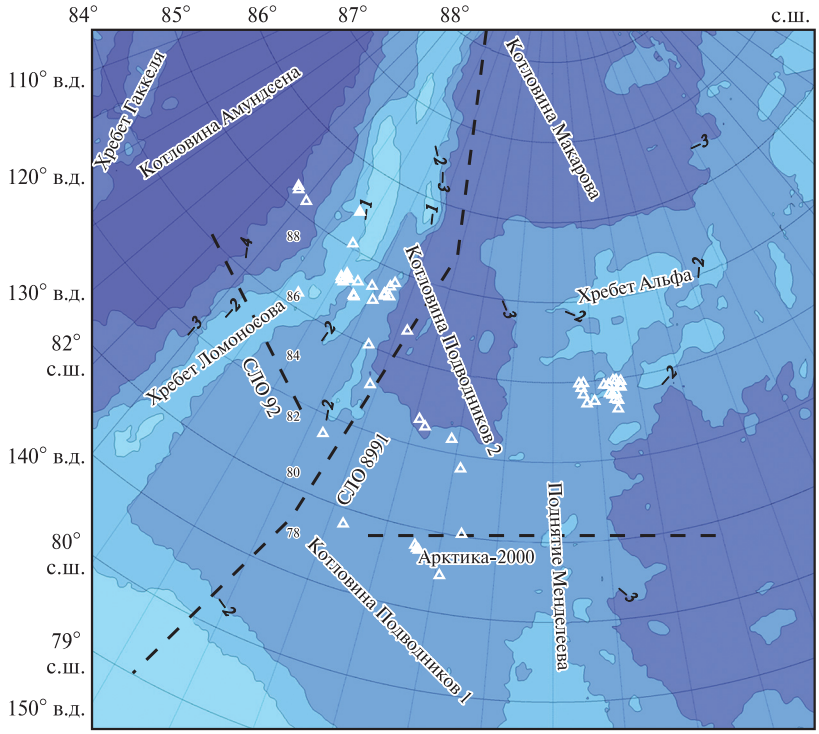


Рис. 4.28. Расположение геотраверсов и точек измерения теплового потока (в мВт/м^2) в районе котловин Подводников

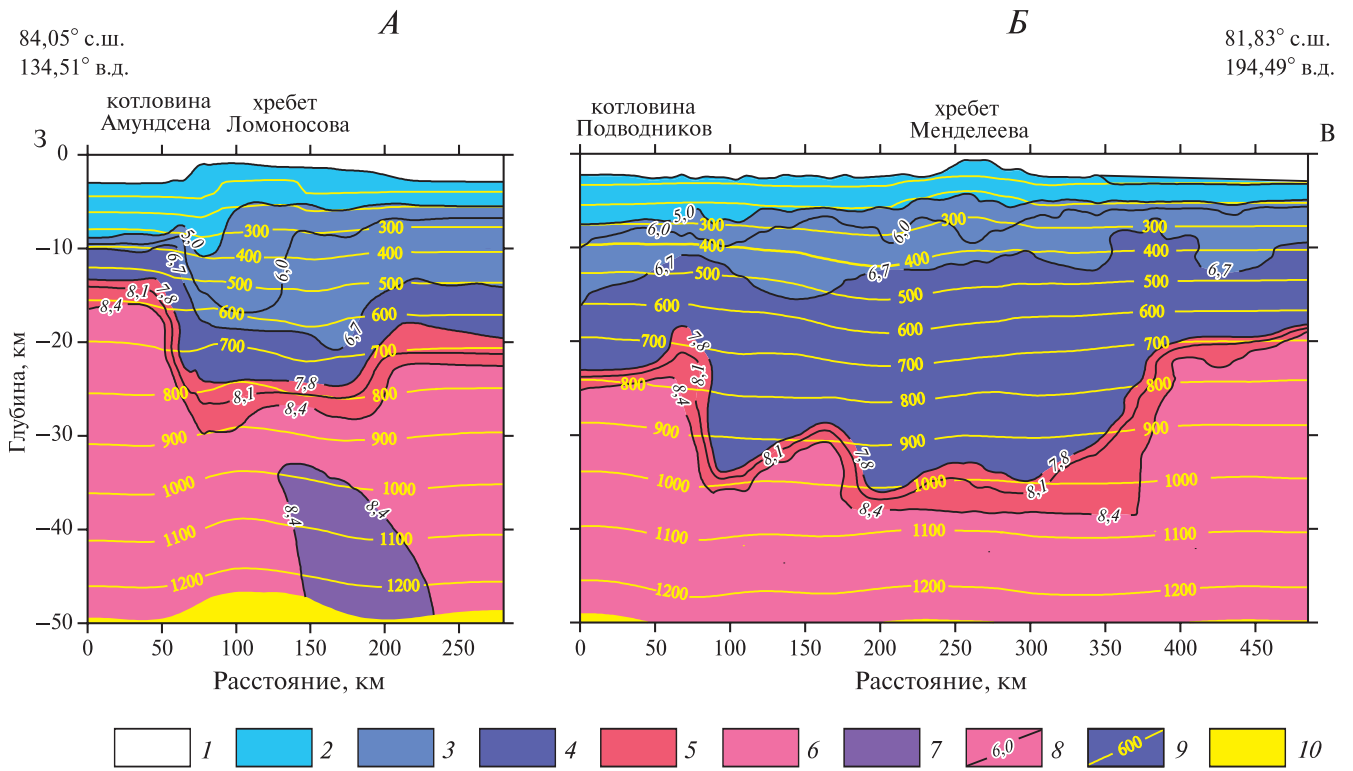


Рис. 4.29. Сейсмический (V, км/с) и геотермический (T, °С) разрезы вдоль профилей СЛО-92 (*А*) и Арктика-2000 (*Б*)

1–7 — скоростные слои: *1* — водный слой (V = 1,5 км/с), *2* — осадочный чехол (V = 1,5–5,0 км/с), *3*, *4* — верхняя кора (V = 5,0–6,7 км/с): *3* — складчатый комплекс (V = 5,0–6,0 км/с), *4* — кристаллический фундамент (V = 6,0–6,7 км/с), *5* — нижняя кора (V = 6,7–7,8 км/с), *6*, *7* — мантия (V > 7,8 км/с): *6* — разуплотненная и стандартная (V = 7,8–8,4 км/с), *7* — уплотненная (V > 8,4 км/с); *8* — изолинии скоростей, км/с; *9* — изотермы, °С; *10* —термическая астеносфера

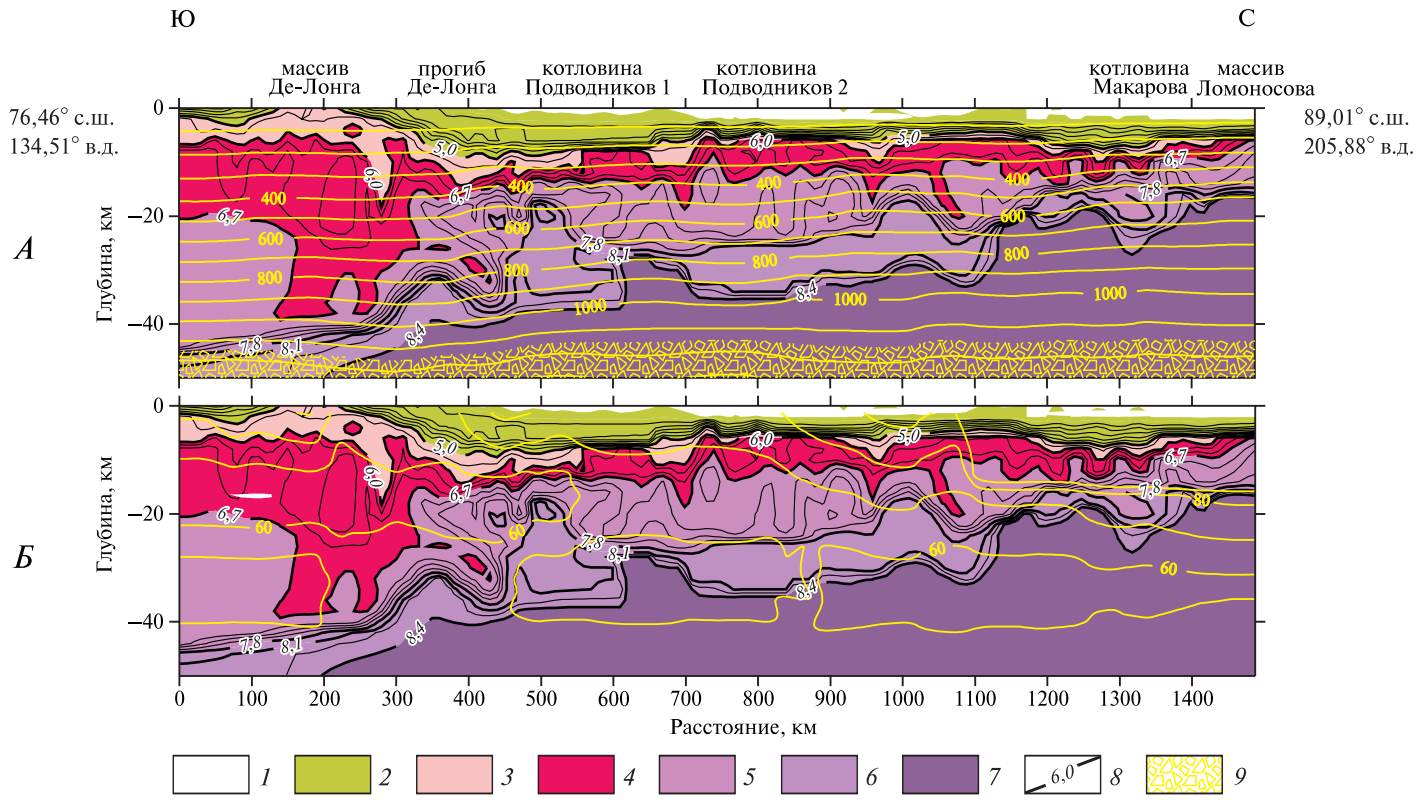


Рис. 4.30. Распределение глубинных температур (*А*) и теплового потока (*Б*) в земной коре вдоль профиля СЛО-8991

1–7 — скоростные слои: *1* — водный слой (V = 1,5 км/с), *2* — осадочный чехол (V = 1,5–5,0 км/с), *3*, *4* — верхняя кора (V = 5,0–6,7 км/с): *3* — складчатый комплекс (V = 5,0–6,0 км/с), *4* — кристаллический фундамент (V = 6,0–6,7 км/с), *5* — нижняя кора (V = 6,7–7,8 км/с), *6*, *7* — мантия (V > 7,8 км/с): *6* — разуплотненная и стандартная (V = 7,8–8,4 км/с), *7* — уплотненная (V > 8,4 км/с); *8* — изолинии скоростей км/с; *9* —термическая астеносфера

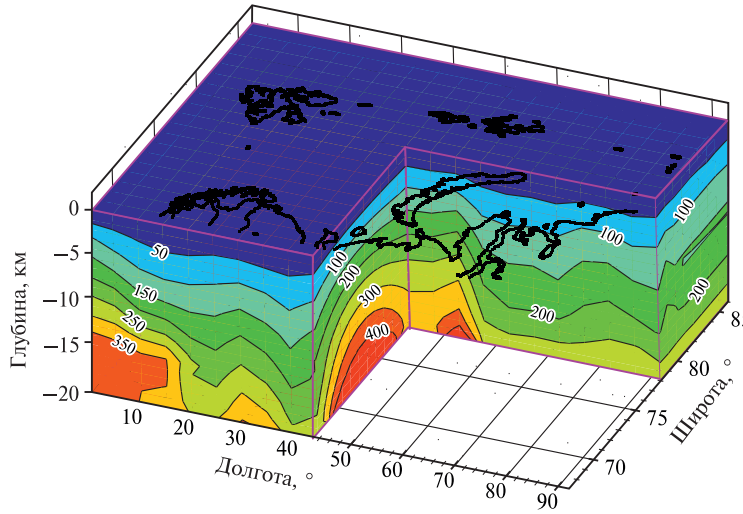


Рис. 4.31. 3D-модель распределения глубинных температур (в °С) в Баренцево-Карском регионе

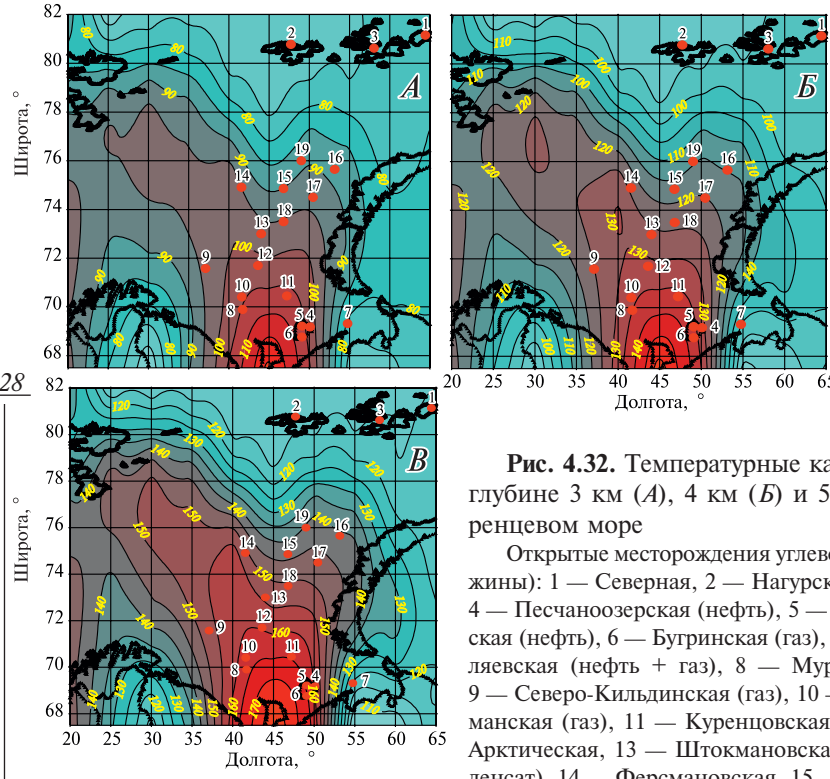


Рис. 4.32. Температурные карты-срезы на глубине 3 км (*А*), 4 км (*Б*) и 5 км (*В*) в Баренцевом море

Открытые месторождения углеводородов (скважины): 1 — Северная, 2 — Нагурская, 3 — Хейса, 4 — Песчаноозерская (нефть), 5 — Ижимко-Таркская (нефть), 6 — Бугринская (газ), 7 — Северо-Гуляевская (нефть + газ), 8 — Мурманская (газ), 9 — Северо-Кильдинская (газ), 10 — Северо-Мурманская (газ), 11 — Куренцовская (нефть), 12 — Арктическая, 13 — Штокмановская-1 (газ + конденсат), 14 — Ферсмановская, 15 — Лудловская-1 (газ), 16 — Адмиралтейская, 17 — Крестовая, 18 — Ледовая (газ), 19 — Лунинская

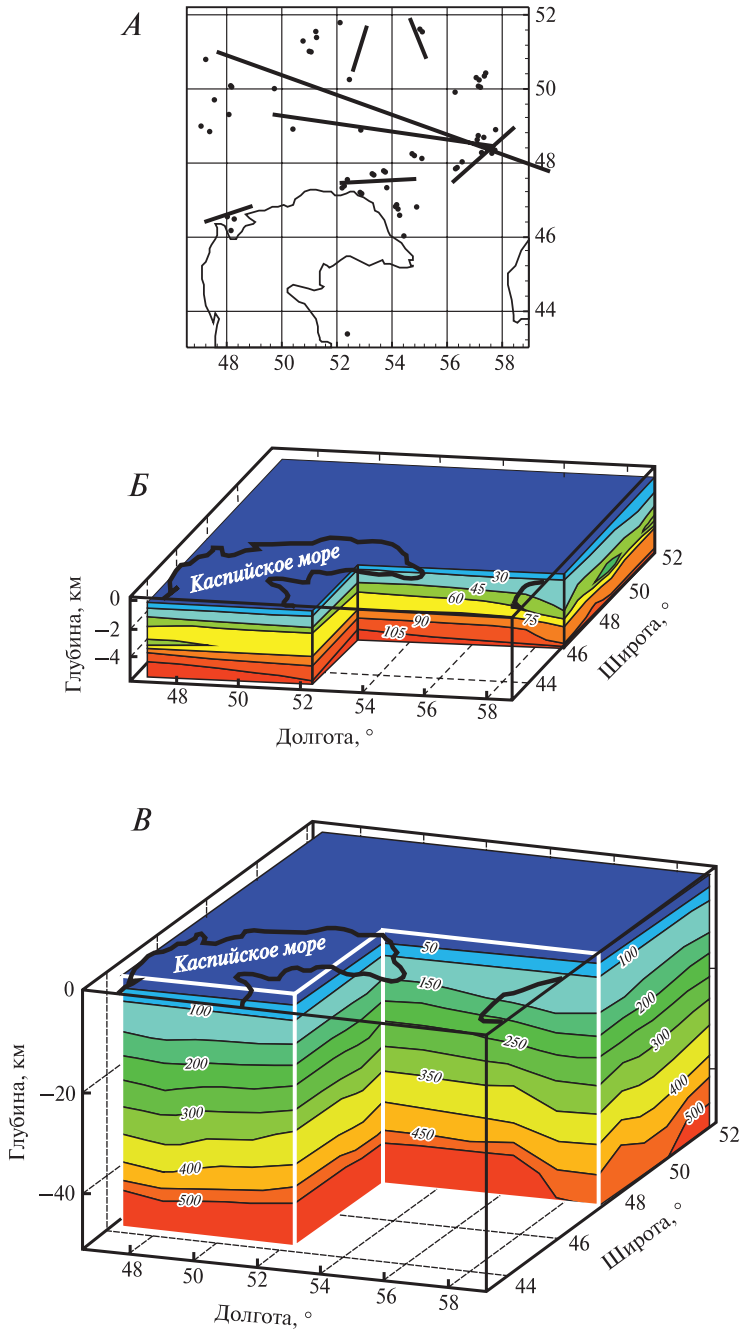


Рис. 4.35. 3D-модели распределения глубинных температур в Прикаспийской впадине

А — расположение использованных профилей и скважин; *Б* — в интервале бурения скважин (0–5 км); *В* — в земной коре (0–50 км)

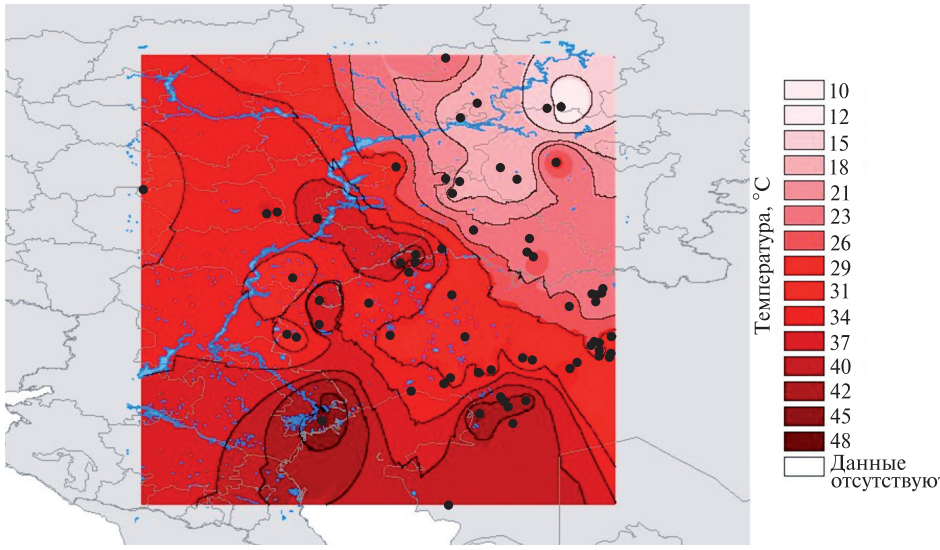


Рис. 4.37. Распределение температур на глубине 1000 м в Волго-Уральской провинции по данным термометрии скважин

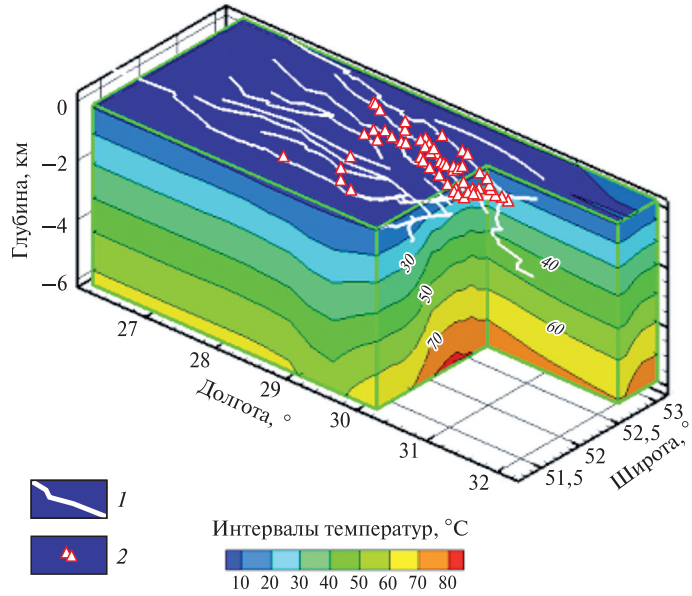


Рис. 4.39. 3D-температурная модель земной коры Припятской впадины
1 — простирание глубинных разломов; *2* — месторождения нефти

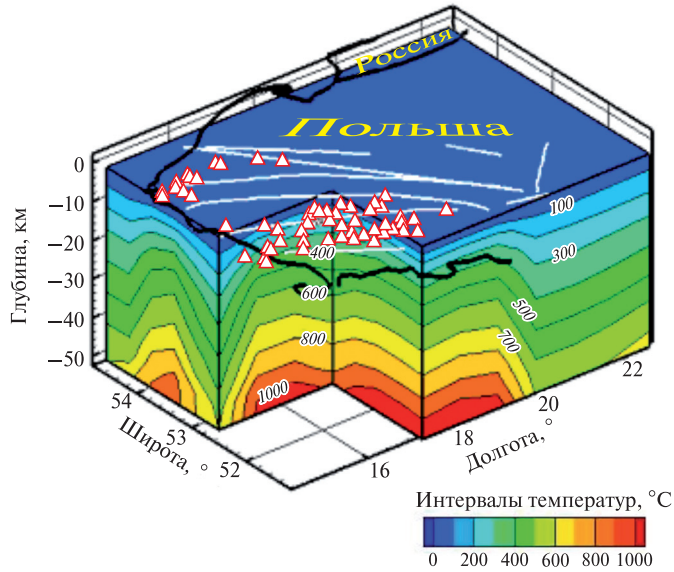


Рис. 4.40. 3D-температурная модель восточной части Северо-Германского бассейна (Польский бассейн)

Условные обозначения см. на рис. 4.39

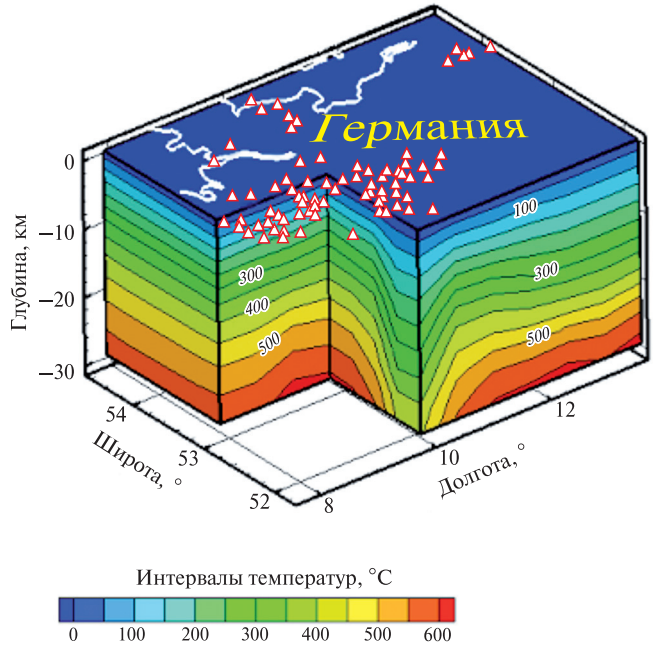


Рис. 4.41. 3D-температурная модель западной части Северо-Германского бассейна

Треугольники — месторождения нефти

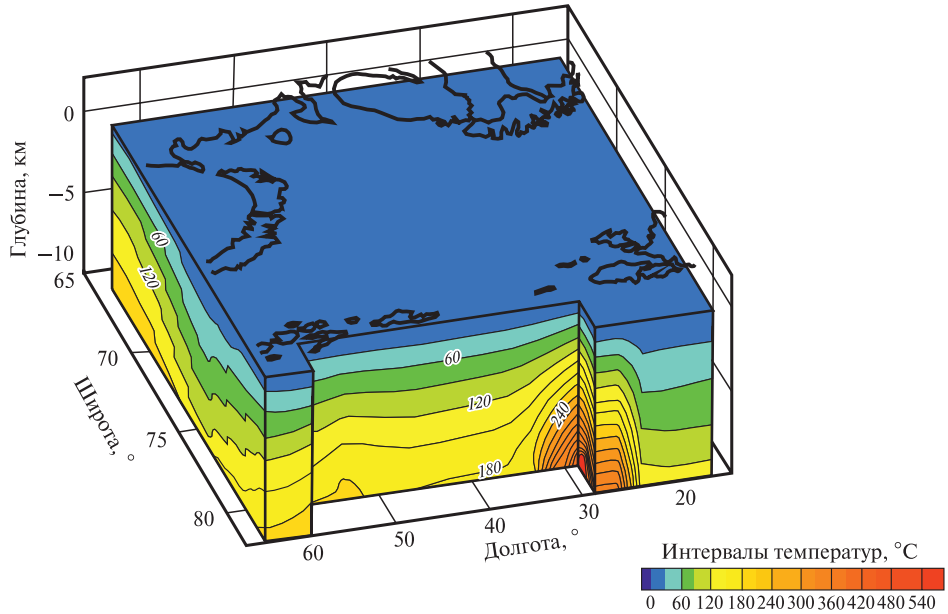


Рис. 6.1. 3D-геотемпературная модель земной коры Баренцева моря (вид с севера)

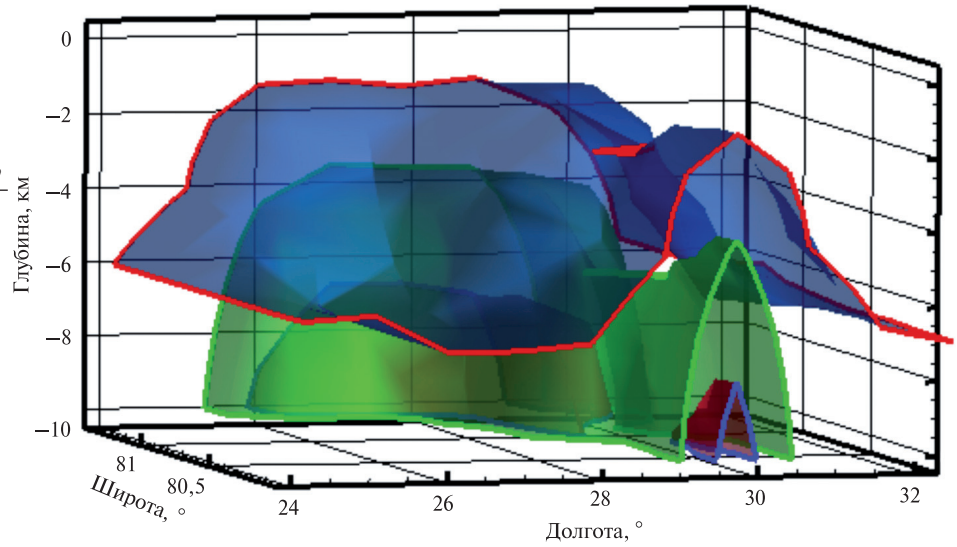


Рис. 6.2. Изотермические поверхности катагенеза органического вещества (синяя), изо-Кюри (зеленая), солидуса мантийного вещества (красная) в троге Орла