

1. Геворкьян В. Х., Ломакин И. Э., Касабов Р. В. Петрология изверженных пород поднятия Ян-Майен (Северная Атлантика).— Геол. журн., 1981, т. 41, № 4, с. 80—92.
2. Пуцаровский Ю. М., Шнюков Е. Ф. Об исследовании железо-марганцевых конкреций Мирового океана. — Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5, с. 3.
3. Смирнов В. И. О металлогении океана.— Геология руд. м-ний, 1975, № 1, с. 3—13.
4. Чугунный Ю. Г. Некоторые вопросы биогенного фосфоритообразования в морских осадках.— Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 2, с. 13—23.
5. Шнюков Е. Ф., Орловский Г. Н., Григорьев А. В. и др. Геология Азовского моря.— Киев: Наук. думка, 1974.— 245 с.
6. Шнюков Е. Ф., Орловский Г. Н., Усенко В. П., Соболевский Ю. В. Рудоносность бассейна Азовского моря.— В кн.: Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975, с. 230—232.
7. Шнюков Е. Ф., Белодед Р. М., Цемко В. П. Полезные ископаемые Мирового океана. 2-е изд. доп.— Киев: Наук. думка, 1979.— 254 с.
8. Шнюков Е. Ф., Сиденко О. Г. Строительные пески Черноморского шельфа УССР.— Тектоника и стратиграфия, 1979, вып. 17, с. 81—96.
9. Шнюков Е. Ф. Железо-марганцевые конкреции Черного моря.— Литология и полез. ископаемые, 1981, № 5, с. 71—78.
10. Шнюков Е. Ф., Аленкин В. М., Путь А. Л. и др. Геология шельфа УССР: Керченский пролив. — Киев: Наук. думка, 1981.—157 с.
11. Шнюков Е. Ф., Соболевский Ю. В., Козак С. А., Щербаков И. Б. Иоцит и самородное железо из зоны разломов Мария Целеста (Индийский океан).— Минерал. журн., 1981, № 5, с. 48—54.
12. Шнюков Е. Ф., Орловский Г. Н. Железо-марганцевые конкреции Индийского океана.— В кн.: Геология и геохимия марганца. М., 1982, с. 210—227.
13. Шнюков Е. Ф., Янчук Э. А., Смирнов Б. И., Орловский Г. Н. Геохимические особенности железо-марганцевых конкреций и вмещающих осадков Сомалийского и Аравийского полей конкреций Индийского океана.— Геол. журн., 1982, т. 42, № 2, с. 50—56.

Институт геологических наук
АН УССР

Статья поступила
8.XII 1982 г.

УДК 551.465.77

ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЧЕРНОГО МОРЯ

В. М. Кобзарь, А. Ю. Митропольский

Изучение теплопроводности горных пород в лабораторных и естественных условиях их залегания представляет несомненный интерес для геофизики, так как этот параметр является основной теплофизической характеристикой, определяющей распределение температур в земной коре. Изучение теплопроводности верхнего слоя морских осадков интересно также в методическом плане, поскольку погрешность определения теплового потока через дно акватории с помощью термозонда складывается из погрешностей измерений градиента температуры в слое осадков и коэффициента их теплопроводности. Первые значения теплового потока, полученные в Черном море [9], были завышены более чем в два раза, так как теплопроводность осадков не измеряли вообще, а брали из справочника (1,67 Вт/м·град). Только последующий пересчет полученных значений теплопроводности (0,80 Вт/м·град) приблизил их к действительным [3]. Надежность измерений теплопроводности донных осадков определяет, таким образом, надежность получаемых значений теплового потока.

При морских геотермических исследованиях лабораторные измерения теплопроводности осадков осуществляются на образцах из слоя, в котором определяли геотермический градиент. Однако даже при большой длине керна теплопроводность удается измерить лишь в нескольких его точках. Если величина теплопроводности изменяется с глубиной, то распределение температуры в осадках будет нелинейным. В этом случае отбор осадков для измерения теплопроводности в произвольной точке или в нескольких точках, расположенных между дат-

чиками температуры, является случайным и может приводить к существенным ошибкам в определении теплового потока.

Значительная вертикальная и горизонтальная изменчивость теплопроводности весьма характерна для океанических осадков [7, 13—15]. При измерениях теплового потока в Черном море в 1972 г. совместной экспедицией Института океанологии АН СССР им. П. П. Ширшова и Института физики Земли АН СССР осадки на ряде станций не отбирали, и теплопроводность в них экстраполировали по соседним

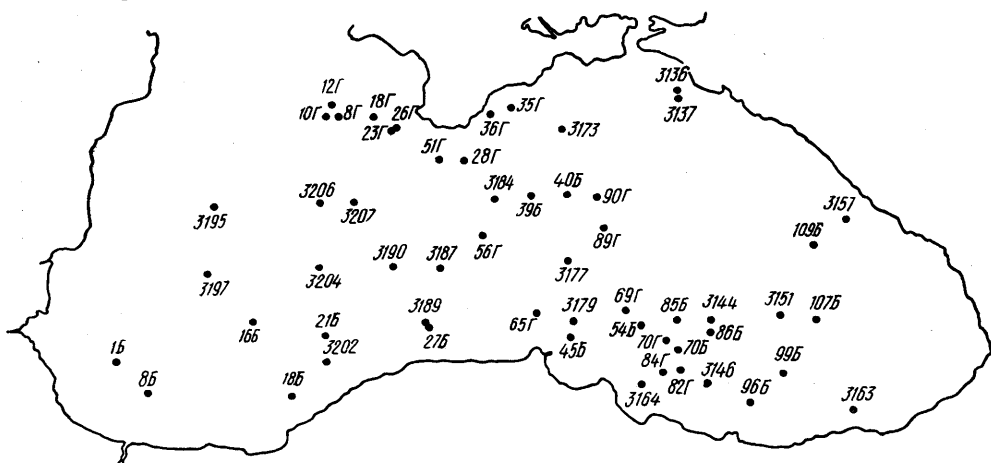


Рис. 1. Схема расположения станций отбора осадков и определения теплопроводности

станциям. Связанные с этим ошибки были оценены не более чем в 5—10 %, так как, по мнению Е. А. Любимовой и Л. А. Савостина [4, 5], значительная изменчивость теплопроводности осадков не типична для Черного моря. Однако последующими исследованиями [2, 11] были обнаружены значительные колебания теплопроводности черноморских осадков как по вертикали, так и по площади. Оказалось, что на некоторых станциях вертикальные вариации теплопроводности в слое измерения градиента температуры достигают 30 % и более. Тепловое сопротивление такого слоя складывается из таковых отдельных подслоев различной теплопроводности. Естественно, что для правильного определения теплового потока в таких случаях необходимо использовать эквивалентное значение теплопроводности, т. е. суммарное тепловое сопротивление слоя осадков, в котором измеряется градиент температуры.

Данные о тепловом потоке в Черном море, полученные в разное время, вследствие нелинейного распределения температуры в слое измерений и различных применяемых методик, информация о которых часто вообще отсутствует, обладают неодинаковой достоверностью. Для оценки степени достоверности накопившихся и вновь получаемых данных необходимо знание вертикального и площадного распределения теплопроводности донных осадков в слое измерения геотермического градиента. Таким образом, исследование поля теплопроводности верхнего слоя черноморских осадков приобретает самостоятельное значение.

Теплопроводность морских донных осадков зависит от их плотности, влагосодержания, скорости осадконакопления, соотношения терригенной и биогенной компонент осадка и их генезиса [1]. Определяющим параметром является, однако, влагосодержание. По указанным параметрам черноморские осадки существенно отличаются от таковых других акваторий.

С целью анализа поля теплопроводности нами были рассмотрены данные о плотности и влагосодержании верхнего двухметрового слоя черноморских осадков, а также материалы камеральной обработки кернов, полученных на 54 станциях в экспедициях гидрографических судов «Фаддей Беллинсгаузен», «Гидролог» и НИС «Михаил Ломо-

носов» в 1978—1980 гг., в которых авторы принимали участие. Схема расположения станций представлена на рис. 1. Отбирали осадки тяжелыми грунтовыми трубками, экспрессное определение их плотности и объемной влажности производили с помощью радиоизотопных гамма-плотномера и нейтронного влагомера. Предельная относительная погрешность измерения плотности осадков не превышала $\pm 1,5$, объемной влажности — ± 3 %.

Наиболее распространенными среди изученных глубоководных осадков являются терригенные слабоизвестковые пелитовые илы. Их плотность колеблется в основном в пределах 1,30—1,60 г/см³, увеличиваясь, как правило, с глубиной. Влажность этих осадков составляет в среднем 173, современных отложений — 215 %. Средняя пористость терригенных слабоизвестковых илов достигает 79 %.

Биогенные пелитовые илы имеют плотность 1,11—1,29 г/см³, влажность в среднем более 290 %, а пористость свыше 85 %. Низкая плотность, высокая влажность и пористость наиболее характерны для сапропелевых и сапропелевидных биогенных илов. Остальные типы осадков по своим физико-механическим параметрам занимают промежуточное положение [1].

В западной части Черноморской впадины отмечается аномально низкая плотность 1,07 г/см³ при аномально высоком содержании влаги в осадках, равном 700 % сухого веса [12]. Возрастание плотности и убывание влагосодержания с глубиной обусловлены геостатическим уплотнением. Разуплотнение черноморских осадков объясняется их природой и высокими скоростями осадконакопления, достигающими в отдельные периоды голоцена 90 см/тыс. лет и более [10]. Низкие скорости осадконакопления (менее 10 см/тыс. лет) характерны для современных халистатических областей, где в голоцене преобладает биогенная седиментация. Периферийным частям впадины, где в осадках голоцена больше терригенной компоненты, соответствуют высокие скорости осадконакопления. Рассмотренная пространственно-временная изменчивость условий осадконакопления и характеристик верхнего слоя черноморских осадков отражается в значительной изменчивости по вертикали и в площадном распределении теплопроводности осадков.

Учитывая, что теплопроводность морских донных осадков зависит в основном от содержания в них воды [16], для расчета теплопроводности в верхнем двухметровом слое осадков с дискретностью 10 см по вертикали на каждой из 54 упомянутых станций мы использовали формулу М. Хобарта [8]:

$$\lambda = \frac{10^3}{269,11 + 16,92W},$$

где λ — коэффициент теплопроводности, Вт/м·град; W — содержание воды в осадках, %. Для всей акватории было получено таким способом около тысячи значений коэффициента теплопроводности в слое, в котором, как правило, измеряется геотермический градиент. Инструментальные определения теплопроводности такого количества образцов в полевых условиях, очевидно, невозможны.

Формула М. Хобарта получена на основе измерения теплопроводности 245 образцов атлантических осадков. В VI рейсе НИС «Академик Курчатов» среднеквадратичное отклонение значений теплопроводности, вычисленных по формуле М. Хобарта, от полученных в лаборатории с помощью зонда постоянной мощности, составило по 16 образцам 11 %. Нами были выполнены лабораторные измерения коэффициента теплопроводности черноморских осадков на 46 образцах. Среднеквадратичная погрешность этих измерений не превышала $\pm 1,5$ %. Среднеквадратичное отклонение результатов, полученных по формуле М. Хобарта, от результатов прямых измерений составило 9 %. Таким образом, с учетом возможных погрешностей определения влажности среднеквадратичная ошибка измерения теплопроводности через влажность с использованием формулы М. Хобарта составляет ± 12 %.

Это дает возможность рассмотреть основные особенности пространственного распределения теплопроводности черноморских осадков по данным, вычисленным с использованием этой формулы.

Диапазон изменения теплопроводности черноморских осадков очень широк — от 0,65 до 1,30 Вт/м·град. Низкая теплопроводность соответствует осадкам преимущественно биогенного происхождения с высоким содержанием воды, которые приурочены к центрам морских циклонических круговоротов водных масс в западном и восточном секторах Черного моря. Здесь из-за удаленности от береговой черты преобладает биогенная компонента. Высокая теплопроводность характерна для окраинных частей впадины, где в осадках доминирует терригенный материал. Аномально высокие значения теплопроводности объясняются, как правило, наличием в составе терригенной компоненты крупной фракции [6]. Схожесть условий осадкообразования в пределах акватории указывает на близость коэффициентов теплопроводности осадков и наоборот.

Характер постоянства или изменчивости теплопроводности по вертикали определяется стабильностью или изменчивостью условий осадконакопления во времени. Частая смена их в голоцене выразилась в значительной переслоенности осадков и сильной вертикальной изменчивости теплопроводности. Перепады теплопроводности в поверхностном слое толщиной 2 м достигают на некоторых станциях 0,6 Вт/м·град, что составляет почти 90 % ее минимального значения.

Анализ распределения теплопроводности осадков по вертикали на различных станциях позволил выявить интересную особенность. В центральной и восточной частях глубоководной котловины на ст. 3151, 3173, 3177, 3179, 3184, 28Г, 90Г на глубине 160—180 см отмечается резкое увеличение коэффициента теплопроводности до 1,10—1,20 Вт/м·град. Этот слой повышенной теплопроводности простирается в юго-восточном направлении от Крыма к центру восточной части котловины, ослабевая по мере удаления от шельфа к абиссали. На наш взгляд, он сформирован терригенным материалом, вынесенным преимущественно с Восточно-Европейской платформы. Ослабление отмеченного максимума у юго-восточной окраины глубоководной котловины можно объяснить встречным выносом материалов с более низкой теплопроводностью, частично занижающих составляющую осадков, принесенную с северо-запада. Такое подавление возможно также за счет биогенной компоненты.

На станциях в западном секторе глубоководной котловины на глубине 110—120 см обнаруживаются относительные максимумы теплопроводности, достигающие 1,05 Вт/м·град. В юго-восточном направлении от материкового склона к центральной части впадины отмеченные максимумы размываются по вертикали и ослабевают. Это позволяет предположить, что преобладающий вклад в образование этих слоев осадков внесли материалы, поступившие с Мизийской плиты и Добруджи. Указанное базируется на физической основе процесса формирования слоев осадков различной теплопроводности. Если в состав терригенной компоненты входят достаточно крупные частицы, то теплопроводность осадков будет зависеть и от таковой слагающей их породы. Естественно, что с переносом в пределах акватории частиц определенного происхождения и размера переносится и присущая им характеристика — теплопроводность. Следовательно, построив распределение теплопроводности осадков в пределах акватории для фиксированного горизонта, можно проследить пути миграции слагающего осадки терригенного материала и попытаться определить его происхождение.

По результатам анализа особенностей распределения теплопроводности в пределах акватории Черного моря и их вертикальной изменчивости нам удалось выделить пять типов осадков и провести районирование впадины, основанное на изменениях их теплопроводности по областям. В западном секторе впадины (границы по меридиану Синоп) были выделены осадки: южного материкового склона и подножия

Крыма; северного материкового склона и подножия; абиссальной равнины.

Осадки южного материкового склона и подножия (ст. 1Б, 8Б, 18Б, 27Б, 65Г, 3189, 3202) характеризуются слабой вертикальной изменчивостью теплопроводности и незначительными колебаниями ее от станции к станции. Нижний предел коэффициента теплопроводности варьирует с глубиной в интервале 0,85—0,90 Вт/м·град, верхний равен 1,00 Вт/м·град. Типичным примером вертикального профиля теплопроводности в этом районе является ст. 18Б (рис. 2). Как видно, район

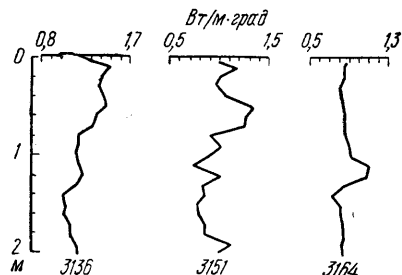
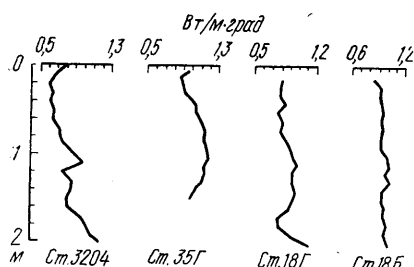


Рис. 2. Вертикальные профили теплопроводности на ст. 3204, 35Г, 18Г и 18Б

Рис. 3. Вертикальные профили теплопроводности на ст. 3136, 3151, 3164

характеризуется однородностью осадков достаточно высокой теплопроводности, что свидетельствует об общности условий осадконакопления и преобладания терригенной компоненты в них.

Осадкам северного материкового склона и подножия, включая материковый склон и подножие Крыма (ст. 8Г, 10Г, 12Г, 18Г, 23Г, 26Г, 28Г, 35Г, 36Г, 51Г, 3173, 3157, 3195, 3197), свойственны значительные колебания теплопроводности по вертикали (см. рис. 2, ст. 18Г и 35Г), а также самая большая пространственная изменчивость. Нижний предел теплопроводности колеблется с глубиной от 0,70 до 0,80, верхний — от 1,10 до 1,20 Вт/м·град. Здесь встречаются прослой осадков как с минимальной, так и максимальной теплопроводностью, что свидетельствует о значительной изменчивости условий осадконакопления во времени и пространстве — от преобладания чисто биогенной компоненты до полного подавления ее терригенной, содержащей крупнозернистую фракцию.

Осадки абиссальной равнины изучены на ст. 16Б, 21Б, 39Б, 56Г, 3184, 3187, 3190, 3204, 3206 и 3207. Примером типичного вертикального распределения теплопроводности является ст. 3204 (см. рис. 2). Нижний предел теплопроводности варьирует с глубиной от 0,70 до 0,75, верхний — от 0,90 до 1,00 Вт/м·град. По теплопроводности осадки этой части впадины занимают промежуточное положение между осадками южного и северного материковых склонов. Снижение верхнего и нижнего пределов теплопроводности свидетельствует о возрастании вклада биогенной компоненты и ослаблении выноса материала с северного обрамления впадины.

В восточном секторе впадины по величинам теплопроводности было выделено два типа осадков: 1) южного материкового склона и подножия; 2) абиссальной равнины. Осадки южного материкового склона и подножия (ст. 45Б, 70Б, 96Б, 82Г, 84Г, 3146, 3163 и 3164) характеризуются значительной пространственной изменчивостью теплопроводности. Нижний предел ее варьирует в зависимости от глубины от 0,70 до 0,80, верхний — от 1,00 до 1,10 Вт/м·град. Примером вертикального распределения теплопроводности является ст. 3164 (рис. 3). По своим характеристикам эти осадки близки к таковым северного материкового склона и подножия, однако верхний предел теплопроводности здесь несколько ниже. Это можно объяснить большей теплопроводностью материалов, сносимых с Восточно-Европейской платформы, по сравнению с поступающим с юго-восточной окраины впадины.

Осадки абиссальной равнины восточного сектора впадины (ст. 40Б, 54Б, 86Б, 99Б, 107Б, 109Б, 69Г, 89Г, 90Г, 3144, 3151, 3177 и 3179) характеризуются самым низким для всей акватории нижним пределом значений теплопроводности, колеблющимся с глубиной в интервале 0,65—0,70 Вт·м/град. Верхний предел теплопроводности заключен в интервале 1,00—1,10 Вт/м·град. В вертикальном разрезе осадки сильно переслоены (см. рис. 3, ст. 3151), часты прослойки биогенных илов типа сапропелевых, чем и объясняется снижение нижнего предела теплопроводности до столь малых значений.

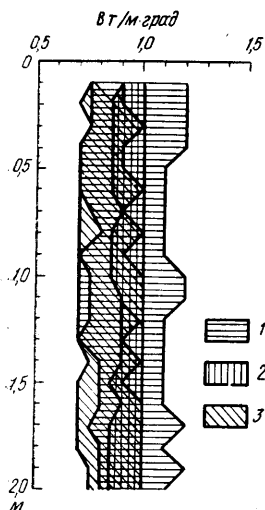
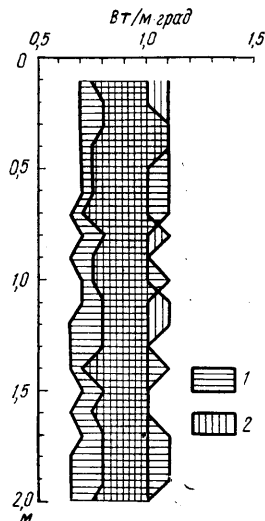


Рис. 4. Области изменения теплопроводности осадков в западном секторе
1 — северный материковый склон и подножие; 2 — южный материковый склон и подножие; 3 — абиссальная равнина

Рис. 5. Области изменения теплопроводности осадков в восточном секторе
1 — абиссальная равнина; 2 — южный материковый склон и подножие



В рассмотренную классификацию не вошли ст. 3136 и 3137, расположенные в северо-восточной окраинной части акватории моря. В связи с близостью береговой черты и интенсивным выносом материала осадки здесь имеют большую теплопроводность и умеренную изменчивость по вертикали (см. рис. 3, ст. 3136).

Области изменения теплопроводности осадков в выделенных провинциях приведены на рис. 4 и 5. Следует заметить, что предложенной классификации осадков по теплопроводности не удовлетворяют всего 22 точки. При общем числе рассмотренных точек около тысячи это вполне объясняется случайными ошибками, особенно если учесть, что некоторые выбросы превышают среднеквадратичную погрешность определения теплопроводности, оцениваемую нами в 12 %, не более чем в два раза.

Анализ поля теплопроводности черноморских осадков в слое, где обычно измеряется геотермический градиент, показывает, что отбор из этого слоя керна осадков длиной 10—30 см и определение по нему теплопроводности может приводить к значительным ошибкам в измерении теплового потока. Полученные нами границы измерения теплопроводности осадков в различных районах впадины позволяют оценить возможные погрешности определения теплового потока, обусловленные ошибками измерения теплопроводности и несовершенством используемой методики пробоотбора осадков.

Как уже отмечалось, достоверное значение теплового потока может быть получено только с использованием значения теплопроводности, эквивалентного таковому в реально проводящем слое осадков. Именно оно определяет разность температур между датчиками термоградиентометра, так как в него вносят вклад все промежуточные слои осадков. Эквивалентное значение теплопроводности можно заменить более удобным в определении средневзвешенным в слое измерения градиента температуры значением ее, так как при выбранной нами дискретности определений теплопроводности по вертикали расхождение между ними по всем станциям не превышает 3 %. Среднеквадратичная по-

грешность используемого средневзвешенного значения теплопроводности будет составлять при этом 13 %.

Для всех рассмотренных станций были определены средневзвешенные значения теплопроводности осадков в слоях 0—100, 0—150, 0—200, 50—150 и 100—200 см. Среднеквадратичные отклонения полученных при этом значений характеризуют вертикальную изменчивость теплопроводности на станциях. В табл. 1 приведены средневзвешенные значения коэффициентов теплопроводности и их среднеквадратичные отклонения для типичных станций (см. рис. 2, 3). Из табл. 1 видно, что определенной закономерности в изменении среднеквадратичного отклонения с глубиной не обнаруживается. Следовательно, полученное одиночным измерением значение теплопроводности осадков в диапазоне глубин 0—200 см носит случайный характер и может существенно отличаться от средневзвешенного в слое. Из анализа средневзвешенных значений теплопроводности на различных станциях вытекает, что пространственная изменчивость средневзвешенного в слое значения гораздо меньше изменчивости на определенных горизонтах. Это позволяет использовать в слое измерения градиента температуры средние из средневзвешенных на отдельных станциях значения теплопроводности. Эти значения для выделенных районов впадины и соответствующие им среднеквадратичные отклонения приведены в табл. 2.

Таблица 1

Средневзвешенные значения коэффициента теплопроводности и среднеквадратичные отклонения, Вт/м·град

Слой, см	Ст. 3136	Ст. 3151	Ст. 3164	Ст. 3204	Ст. 35Г	Ст. 18Г	Ст. 18Б
0—100	1,31 (0,13)	1,07 (0,15)	0,85 (0,03)	0,69 (0,07)	1,03 (0,12)	0,81 (0,15)	0,92 (0,04)
0—150	1,25 (0,15)	1,00 (0,17)	0,87 (0,09)	0,74 (0,10)	1,05 (0,10)	0,86 (0,08)	0,94 (0,05)
0—200	1,21 (0,15)	0,98 (0,17)	0,86 (0,08)	0,80 (0,15)	—	0,87 (0,10)	0,95 (0,05)
50—150	1,20 (0,12)	0,98 (0,20)	0,88 (0,10)	0,77 (0,10)	1,10 (0,06)	0,89 (0,07)	0,96 (0,04)
100—200	1,11 (0,06)	0,87 (0,11)	0,88 (0,10)	0,91 (0,12)	—	0,92 (0,10)	0,97 (0,03)

Таблица 2

Среднее из средневзвешенных значений теплопроводности и среднеквадратичное отклонение для слоев, Вт/м·град

Выделенный район Черноморской впадины	0—100 см	0—150 см	0—200 см	50—150 см	100—200 см
Западный сектор					
Южный материковый склон и подножие	0,93 (0,03)	0,94 (0,03)	0,92 (0,03)	0,93 (0,03)	0,92 (0,03)
Северный » » »	0,87 (0,09)	0,89 (0,08)	0,91 (0,05)	0,92 (0,07)	0,94 (0,06)
Абиссальная равнина	0,82 (0,05)	0,82 (0,04)	0,84 (0,03)	0,83 (0,04)	0,85 (0,04)
Восточный сектор					
Южный материковый склон и подножие	0,91 (0,09)	0,90 (0,07)	0,89 (0,07)	0,87 (0,07)	0,87 (0,05)
Абиссальная равнина	0,88 (0,09)	0,89 (0,07)	0,88 (0,08)	0,88 (0,07)	0,89 (0,08)
Впадина в целом	0,87 (0,09)	0,88 (0,07)	0,88 (0,07)	0,88 (0,07)	0,90 (0,07)

Как видно из табл. 2, наибольшей однородностью теплопроводности осадков характеризуются южный материковый склон и подножие в западном секторе впадины. Дополнительная ошибка от использования среднего для района значения в любом из слоев в пределах 2 м не превышает 10 %. Далее следуют абиссальная равнина в западном секторе, где погрешность может достигать 14 %, и южный материковый склон в восточном секторе с предельной погрешностью 17 % в слое 100—200 см. В остальных районах погрешности выше.

Чтобы использовать полученные нами средневзвешенные значения теплопроводности с меньшими погрешностями, были построены карты их пространственного распределения в пределах акватории моря, охваченной станциями. Так как наиболее распространена в термоградиентометрах база в 1 м, карты построены для слоев 50—150 (рис. 6) и 100—200 см (рис. 7), что соответствует нормальному вхождению зонда в осадки. Изолинии на картах проведены через 0,04 Вт/м·град. Конфигурация изолиний частично отражает отмеченные особенности распространения в пределах акватории сносимого с обрамления впадины

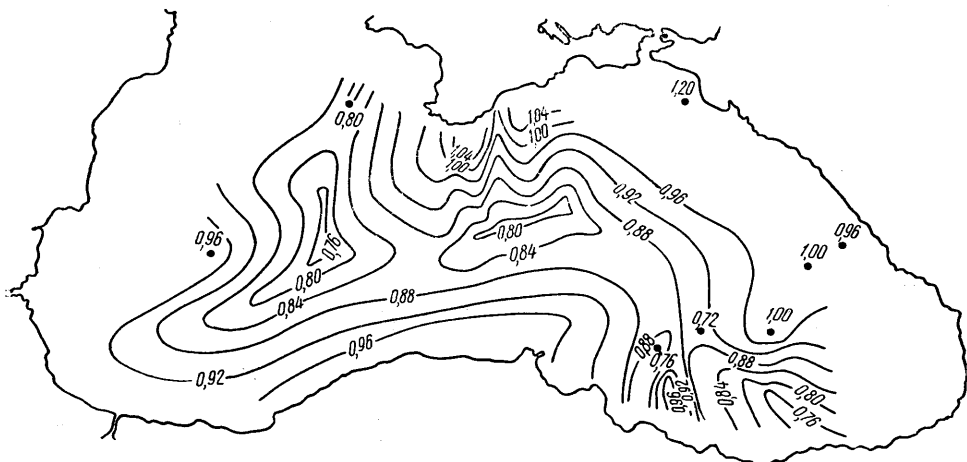


Рис. 6. Распределение средневзвешенных значений теплопроводности в слое 50—150 см, Вт/м·град

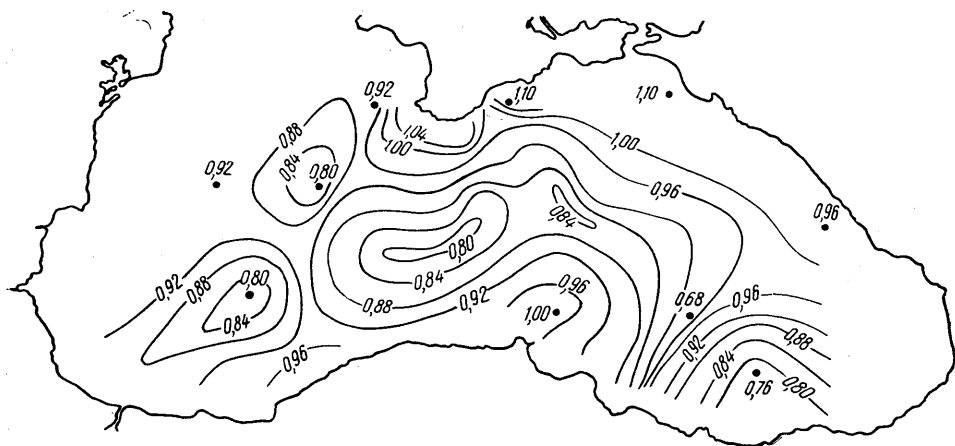


Рис. 7. Распределение средневзвешенных значений теплопроводности в слое 100—200 см, Вт/м·град

терригенного материала и условия формирования осадочного комплекса. Замкнутые области в западной и центральной частях впадины к югу от Крыма с минимальными значениями теплопроводности представляют собой районы сбалансированного терригенного материала и биогенной компоненты. Различия в конфигурации изолиний на первой и второй картах характеризуют перемены во времени условий осадконакопления и интенсивности сноса в глубоководную впадину терригенного материала, а также миграции путей выноса этого материала.

Использование полученных карт позволяет определить средневзвешенные значения теплопроводности в точке измерения геометрического градиента при проведении новых измерений, а также оценить достоверность ранее полученных значений теплового потока, если только известен слой, в котором измеряли градиент температуры в осадках.

SUMMARY

The heat conduction field of the upper layer of the Black Sea sediments is analyzed from the expeditional investigation evidence. The peculiarities in heat conduction distribution are attributed to sedimentation conditions and the sediments genesis. Zoning of the Black Sea depression is carried out on the basis of the established areas of the sediment heat conduction variability. With respect to geothermy the results are presented on determination of heat conduction weighted averages (for 0-100, 0-150, 0-200, 50-150 and 100-200 cm layers) at separate stations, as well as for the distinguished zones of the depression. Spatial distribution of the heat conduction weighted averages for 50-150 and 100-200 cm layers in the limits of the water area is illustrated by maps.

1. *Бабинец А. Е., Митропольский А. Ю., Ольштынский С. П.* Гидрогеологические и геохимические особенности глубоководных отложений Черного моря.— Киев : Наук. думка, 1973.— 170 с.
2. *Кобзарь В. М.* Некоторые особенности распределения теплопроводности черноморских осадков.— В кн.: Комплексные исследования Черного моря. Севастополь : МГИ АН УССР, 1979, с. 92—97.
3. *Любимова Е. А.* Морские геотермические исследования и данные о тепловом потоке в бассейне Черного моря.— В кн.: Строение Черноморской впадины. М. : Наука, 1966, с. 88—93.
4. *Любимова Е. А., Александров А. Л., Дучков А. Д.* Методика изучения тепловых потоков через дно океанов.— М. : Наука, 1973.— 176 с.
5. *Любимова Е. А., Савостин Л. А.* Тепловой поток в центральной и восточной частях Черного моря.— Докл. АН СССР, 1973, с. 212, № 2, с. 349—352.
6. *Митропольский А. Ю., Ольштынский С. П., Усенко В. П.* Некоторые особенности вещественного состава донных осадков восточной и западной частей Черного моря. Киев, 1975. Ч. 1. 69 с.; 1977. Ч. 2. 68 с. (Препринт / ИГФМ АН УССР; 75; 77).
7. *Подгорных Л. В.* Исследование теплопроводности донных осадков усовершенствованным методом игольчатого зонда.— Геофиз. методы разведки в Арктике, 1975, вып. 10, с. 157—160.
8. *Попова А. К., Сувилов Э. А., Хобарт М.* Геотермические исследования рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М. : Наука, 1974, т. 3, с. 199—202.
9. *Сысоев Н. Н.* Тепловые потоки от дна Черного моря.— Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 4, с. 974—975.
10. *Шимкус К. М., Емельянов Е. М., Тримонис Э. С.* Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря.— В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М. : Наука, 1975, с. 138—160.
11. *Erickson A., Simmons G.* Interpretation of heat flow measurements in Black Sea.— In: The Black Sea — geology, chemistry and biology. Oklahoma : Tulsa, 1974. p. 50—62.
12. *Keller G.* Mass physical properties of some western Black Sea sediments.— Ibid., p. 332—337.
13. *Lachenbruch A., Marshall B.* Heat flow through the Arctic Ocean floor: The Canada basin — Alpha rise boundary.— J. Geophys. Res., 1966, vol. 71, N 7, p. 1223—1248.
14. *Langseth M.* Techniques of heat flow measurements through the ocean floor.— In: Terrestrial heat flow. Washington : Pergamon Press, 1965, p. 58—77.
15. *Lister C.* Measurements of in situ sediment conductivity by means of a Bullard-type probe. Geophys.— J. Roy. Astron. Soc. Can., 1970, vol. 19, p. 521—532.
16. *Ratcliffe E.* The thermal conductivities of ocean sediments.— J. Geophys. Res., 1960, vol. 65, N 3/4, p. 1535—1541.

Морской гидрофизический институт АН УССР,
Институт геологических наук АН УССР

Статья поступила
24.XII 1981 г.

УДК 551.35:550.84

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И МЕТОДИКА ПОИСКОВ РУДНЫХ ИЛОВ И РАССОЛОВ НА ШЕЛЬФЕ И ЛОЖЕ ЮЖНОГО КАСПИЯ

И. Ф. Костенко

В последние годы резко возрос интерес к рудоносности шельфа морей и океанов. Нами рассматриваются поисковые критерии нового типа месторождений минерального сырья: речь идет о рудных илах с высоким

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОХИМИИ
И ГЕОФИЗИКИНаучный журнал,
основан в 1934 г.
Выходит один раз
в два месяца

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ТОМ 43

3 • 1983

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА

МЕТАЛЛОГЕНИЯ. РУДООБРАЗОВАНИЕ

УДК 553.272+553.22

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ, РАЗМАХ ОРУДЕНЕНИЯ И ГЛУБИНА ОБРАЗОВАНИЯ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ АЛЬБИТИТОВ

Я. Н. Белевцев, Н. П. Гречишников, З. М. Гречишникова, О. А. Крамар

Месторождения редкометальных альбититов размещаются в различных штахтах земного шара в зонах долгоживущих крутопадающих разломов, пересекающих гранитоиды, гнейсы и другие породы докембрийского возраста. С целью установления вертикальной структурной, минералогической и геохимической зональности, а также вертикального размаха оруденения и глубины рудообразования было проведено структурно-петрографическое и геохимическое изучение ряда месторождений редкометальных альбититов по профилям скважин, пересекающих надрудные, рудные и подрудные части крутопадающих рудоносных структур.

При изучении структурной зональности, определяющейся степенью тектонической переработки пород, использовалась разработанная нами классификация тектонитов, развитых по гранитоидам и апогранитовым альбититам, согласно которой катаклазиты с доцементной структурой оценивались в 1 балл, катаклазиты с цементной структурой — в 2, катаклазиты с порфиорокластической структурой — в 3, милониты с грубомилонитовой структурой — в 4, милониты с тонкомилонитовой структурой — в 5 и ультрамилониты — в 6 баллов. Все тектониты в пределах месторождений редкометальных альбититов по степени метаморфизма относятся к породам зеленосланцевой фации.

Рудные части вертикальных разрезов месторождений, приуроченных к крутопадающим разломам, характеризуются максимальным проявлением тектонической переработки пород; в подрудных и надрудных частях месторождений отмечается понижение степени тектонической подготовки пород.

Важной характерной чертой структурной зональности является увеличение общей мощности зон развития тектонитов в рудных частях по сравнению с надрудными и особенно подрудными частями месторождений.