

Геотермические разрезы земной коры и верхней мантии Черного моря и его северного обрамления

© Р. И. Кутас, 2011

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 2 февраля 2011 г.

Представлено членом редколлегии О. М. Русаковым

Наведено результати вимірювання теплового потоку і математичного моделювання геотермічного стану літосфери вздовж двох профілів, які перетинають Західно- і Східночорноморську западини та прилегли до них з півночі різновікові тектонічні структури. Виявлено, що суттєві варіації температур і теплових потоків у літосфері по латералі, глибині та в часі пов'язані як з геодинамічними процесами, які супроводжуються інтенсифікацією вивезення тепла з надр Землі на етапах активізації тектономагматичної діяльності, так і порушенням умов теплоперенесення та розподілу радіогенних джерел у земній корі, спричиненими особливостями її будови та еволюції. В Чорноморському басейні великий вплив на розподіл приповерхневого теплового потоку має тектонічна перебудова літосфери з кінця мезозою — в кайнозої, нагромадження потужних товщ молодих осадків, утворення насувів, динаміка флюїдів та ін. Аномально низькі теплові потоки в Чорноморській мегазападині пов'язані з утворенням потужних товщ пліоцен-четвертинних відкладів. З глибиною ситуація змінюється. Мантийна складова теплового потоку має максимальні значення під «безгранітними» западинами Чорного моря. В їх межах ізотерми займають найвище положення. Потужність геотермічної літосфери змінюється від 80—90 км під Західно- і Східночорноморськими западинами до 180—200 км під південним схилом Східноєвропейської платформи. Положення геотермічної астеносфери зіставлено з результатами сейсмотомографічних досліджень. У поведінці геотермічної астеносфери і шару з пониженими швидкостями сейсмічних хвиль у верхній мантиї існують спільні закономірності, які ускладнюються особливостями геологічного розвитку окремих тектонічних елементів.

Results of measurements of heat flow and mathematical simulation of geothermic state of the lithosphere along two profiles, crossing the western and the eastern depressions of the Black Sea and flanking northward tectonic structures of different age have been presented. It has been shown that considerable variations of temperatures and heat flow within the lithosphere by lateral, depth and temporally are related to both geodynamic processes, accompanied by intensification of heat evacuation from the Earth interior during the stages of activation of tectono-magmatic activity and violation of heat transfer conditions and distribution of radiogenic heat sources in the Earth's crust, stipulated by special features of its structure and evolution. Great effect on distribution of surface heat flow in the Black Sea basin is produced by tectonic reconstruction of the lithosphere since Late Meso-Cenozoic, accumulation of thick terrains of young sediments, formation of thrust faults, dynamics of fluids et al. Anomalously low heat flows in the Black Sea megadepression are related to sedimentation of thick terrains of Pliocene-Quaternary formations. Situation changes with depth. The mantle component of heat flow has maximal values under «granitless» depressions of the Black Sea. Within their limits isotherms occupy superior position. The thickness of geothermic lithosphere changes from 80—90 km under the West Black Sea and East Black Sea Depressions to 180—200 km under the south slope of the East European Platform. Position of geothermic asthenosphere has been compared to the results of seismotomographic studies. In behavior of geothermic asthenosphere and the layer of decreased seismic velocities in the upper mantle some general regularities, complicated by peculiarities of geological development of separate tectonic elements can be traced.

Введение. В Черноморском бассейне оценки глубинных (преимущественно в земной коре) температур выполнялись неоднократно по мере накопления экспериментального

материала [Золотарев и др., 1979; Кутас и др., 1989; Golmstok et al., 1992; Кутас и др., 1997; Галушкин и др., 2006 и др.]. В основном это были «точечные» модели, основанные на ре-

шении одномерного стационарного или нестационарного уравнения теплопроводности. Решения строились на разных концептуальных и методических подходах. Полученные результаты заметно отличаются, но некоторые общие закономерности сохраняются. Трудности построения геотермических моделей и неоднозначность результатов обусловлены в этом регионе многократной геодинамической активизацией в мезозое—кайнозое, которая сопровождалась магматической деятельностью, деструкцией и изменением структуры литосферы, поднятием астеносферы, погружением фундамента и накоплением мощного слоя осадков. Активизации подвергались и структуры обрамления. Активное развитие бассейна продолжается и в настоящее время. Все эти процессы, естественно, влияли на тепловой режим литосферы и должны быть учтены при построении современных геотермических моделей. В последние годы количество информации о глубинном строении и истории геологического развития этого района существенно увеличилось, однако дискуссионных вопросов остается достаточно много.

В статье приводится современное распределение температур в литосфере Черноморского бассейна и его обрамления по результатам

математического моделирования. Модели построены по двум субмеридиальным профилям, пересекающим западную и восточную части бассейна (рис. 1). Для построения моделей использованы результаты определения теплового потока и разнообразная геолого-геофизическая информация о строении и эволюции литосферы, в первую очередь данные глубинных сейсмических зондирований [Земная ..., 1975; Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Строение ..., 1989 и др.]. В западной части Черноморского бассейна геотермическая модель построена вдоль 25 профиля ГСЗ, который пересекает почти всю глубоководную Западно-Черноморскую впадину и структуры северозападного шельфа Черного моря. В восточной части моря геотермическая модель построена вдоль профиля, который пересекает Керченский полуостров, Прикерченский шельф, Восточно-Черноморскую впадину и выходит на Центрально-Черноморское поднятие (примерно по направлению профиля ГСЗ DOBRE-2).

Методика моделирования и исходные параметры. Распределение температуры и теплового потока в литосфере определяется ее энергетическим балансом и условиями переноса тепла. Тепловой баланс литосферы формируют внутренние источники энергии, посту-

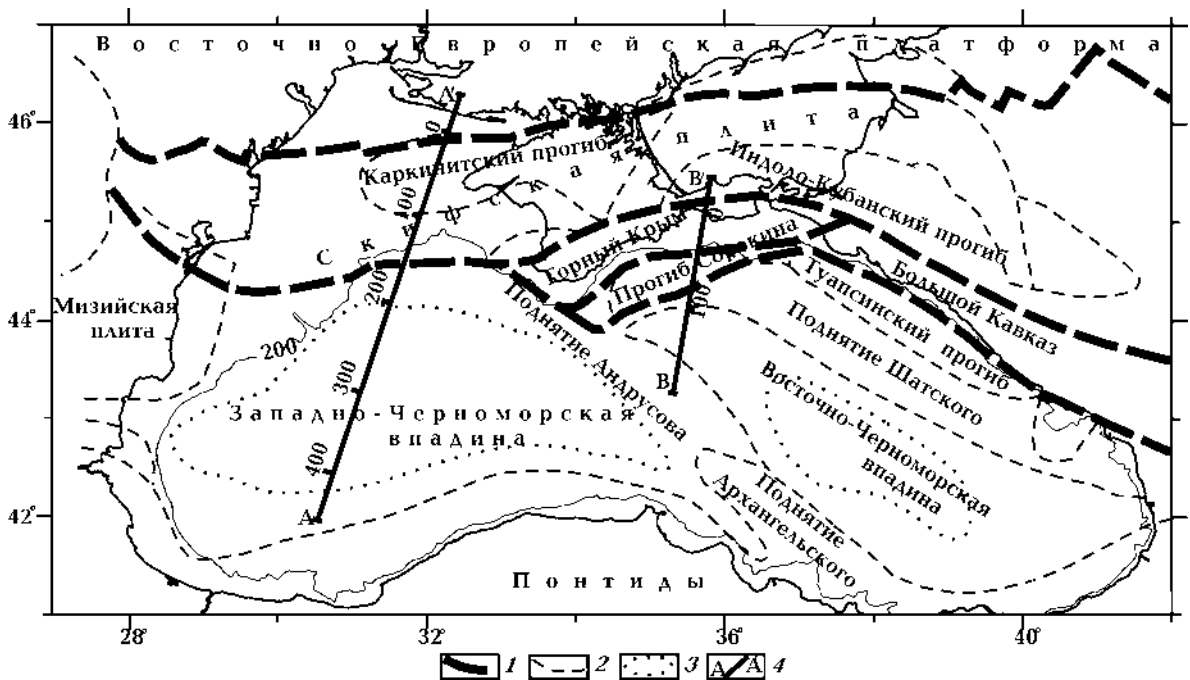


Рис. 1. Схема тектонического районирования Черноморского региона и положение геотермических профилей: 1 — разломы, 2 — границы основных тектонических элементов, 3 — участки с отсутствием «гранитного» слоя, 4 — геотермические профили.

пление тепла из недр Земли и его потери через поверхность в виде теплового потока. Главным источником тепловой энергии внутри литосферы является распад долгоживущих радиоактивных элементов, которые концентрируются преимущественно в верхней части земной коры. Мантийная составляющая теплового потока формируется за счет разных источников. Она существенно зависит от геодинамической обстановки, магматической активности и изменяется во времени и с глубиной. Передача тепла в жесткой литосфере осуществляется преимущественно кондуктивным путем, что позволяет использовать для анализа теплообменных процессов теорию теплопроводности. Изменяющееся тепловое состояние литосферы в двумерном варианте удовлетворяет решению нестационарного уравнения теплопроводности [Карслоу, Егер, 1964]:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \lambda \frac{\partial T}{\partial x} + A, \quad (1)$$

где T — температура, t — время, A , λ , c , ρ — объемная теплогенерация, теплопроводность, теплоемкость и плотность пород соответственно, z и x — вертикальная и горизонтальная координаты. Уравнение (1) решалось численным методом при заданных начальных и граничных условиях: начальном распределении температуры в литосфере T_c , изменении температуры на поверхности осадков $T(t)$ и потока тепла через нижнюю границу $q_H(t)$:

$$\begin{aligned} t = 0, \quad T(x, z, 0) &= T_c, \\ z = 0, \quad T(x, 0, t) &= T(t), \\ z = H, \quad q(x, t) &= q_H(t). \end{aligned} \quad (2)$$

На боковых границах принимаются нулевые значения плотности теплового потока. Критерием оценки энергетического баланса является величина измеренного теплового потока в приповерхностном слое осадков.

Эта простая схема формирования теплового режима осложняется значительными вариациями исходных параметров. На распределение источников тепла и условия теплопереноса внутри литосферы и теплообмена на ее поверхности влияет много факторов. К ним относятся изменение структуры литосферы и земной коры, тектоническая и магматическая активность, осадконакопление и эрозия, динамика флюидов, изменение температуры поверхности и др. Роль этих факторов в процессе эволюции литосферы изменяется. Наиболее

существенные нарушения энергетического баланса создает тектономагматическая активность, которая сопровождается значительными перемещениями массы горных пород и выносом большого количества тепловой энергии из недр Земли. При этом изменяется структура литосферы и земной коры, происходят горизонтальные и вертикальные перемещения ее пластин и блоков, отложение мощных толщ осадков, формирование интенсивных флюидных потоков и соответственно перераспределение источников тепла и нарушение условий теплопереноса. Разномасштабные и разновременные процессы массотеплопереноса создают в активных областях резко дифференцированное и нестационарное тепловое поле.

Наблюдаемое тепловое поле в приповерхностном слое земной коры включает стационарную составляющую, которую формируют радиогенные источники тепла и поток тепла неактивизированной мантии, и нестационарную составляющую, обусловленную кратковременным выносом тепловой энергии в периоды тектонической и магматической активизации. Методика моделирования должна предусматривать возможность выделения и интерпретации нестационарных аномалий теплового потока с оценкой интенсивности и времени появления дополнительных источников тепла в процессе эволюции литосферы [Кутас и др., 1989]. Разделение поля на составляющие и оценка роли в ее формировании отдельных факторов является одним из главных условий решения уравнения (1) и построения корректной геотермической модели.

Таким образом, создание геотермической модели литосферы, соответствующей наблюдаемому полю и не противоречащей комплексу геолого-геофизических данных, включает несколько этапов и последовательное решение ряда задач [Кутас, 1978; Кутас и др., 1989]: 1) построение модели среды и распределения в ней теплофизических параметров и радиогенных источников тепла; 2) определение граничных условий; 3) оценка фонового уровня теплового поля, выделение и интерпретация его аномалий; 4) расчет стационарных и нестационарных температур и тепловых потоков.

Модель современного строения литосферы создается на базе имеющейся геолого-геофизической информации. Наиболее полная информация существует вдоль профилей сейсмического зондирования. Неоднородная структура литосферы и земной коры вдоль профилей аппроксимируется слоисто-блоковой

моделью, которая позволяет латеральные изменения физических параметров и состава представить отдельными блоками, а изменения по глубине в пределах блоков — набором слоев с постоянными средними (или изменяющимися по определенному закону) значениями плотности, теплопроводности и радиогенной теплогенерации.

Модели распределения радиогенных источников тепла и теплофизических параметров в верхних горизонтах земной коры построены в основном на экспериментальных данных. В Черноморском регионе осадочный слой представлен мезо-кайнозойскими отложениями (от меловых до современных), которые достаточно детально изучены сейсмическими методами и бурением на шельфе и структурах прилегающей части суши. Выделенные по результатам этих исследований сейсмостратиграфические и литологические комплексы разных иерархических уровней распространены практически на всей площади Черноморского бассейна. Выбор модели распределения теплофизических параметров и радиогенных источников тепла кристаллических пород также базируется на обобщении и анализе материалов экспериментального изучения физических свойств и радиоактивности пород разного генезиса и состава. Результаты таких обобщений приводятся во многих опубликованных работах [Смирнов, 1980; Kutas, 1984; Кутас и др., 1989; Chapman, Furlong, 1992 и др.]. Состав и природа кристаллических пород определяется на основе геолого-геофизических данных в каждом конкретном районе. В частности, для построения моделей широко используются эмпирические зависимости между радиогенной теплогенерацией и скоростями распространения сейсмических волн и другими параметрами пород [Кутас, 1978; Rybach, Buntbarth, 1982; Кутас и др., 1989; Cermak et al., 1990 и др.]. Однако подобные зависимости не имеют генетической основы и неоднозначны [Fountain, 1986; Кутас и др., 1989]. Они требуют дополнительного анализа в каждом конкретном регионе.

Теплопроводность кристаллических горных пород чувствительна к изменениям температуры, которая может изменяться в широких пределах. Влияние температуры и давления учитывалось при построении модели на основе соотношения [Chapman, Furlong, 1992]

$$\lambda = \lambda_0 (1 + cz)/(1 + bT), \quad (3)$$

где λ_0 — теплопроводность при нулевой температуре и атмосферном давлении, T — тем-

пература, z — глубина, c и b — постоянные коэффициенты. Значение коэффициента b зависит от типа пород. Для верхней части кристаллической земной коры оно принималось равным $0,0015 \text{ K}^{-1}$, для нижней — $0,0001 \text{ K}^{-1}$. Коэффициент c принимался постоянным для коры и верхней мантии и равным $0,0015 \text{ км}^{-1}$. Теплопроводность среды согласовывалась с распределением температуры в процессе решения задачи в итерационном режиме.

В Черном море происходит непрерывное накопление осадков и их уплотнение по мере погружения. Их теплофизические свойства, радиогенная теплогенерация и температура непрерывно изменяется во времени. Учесть влияние этого процесса на современный тепловой режим возможно только при восстановлении истории эволюции бассейна. Тепловая эволюция бассейна анализировалась на основе решения одномерного нестационарного уравнения теплопроводности численным методом [Галушкин, Кутас, 1995; Галушкин и др., 2006; Кутас, 2010 и др.]. Основные параметры эволюции осадочной толщи (первичная мощность, скорость накопления, теплопроводность и др.) оценивались по ее современной структуре, стратиграфическому делению и литологии с применением процедуры разуплотнения осадков.

При решении уравнения теплопроводности на нижней границе задавалась плотность теплового потока. В качестве первого приближения может быть задано любое значение теплового потока, соответствующее тектоническому положению данного региона. В процессе решения задачи оно должно быть согласовано в итерационном режиме с наблюдаемой величиной теплового потока в приповерхностном слое осадков [Кутас и др., 1989; Кутас, 2003]. На верхней границе задавалось изменение температуры во времени в соответствии с палеоклиматическими данными [Кутас и др., 1989].

Значительная тектоническая активность этого региона создает нестационарный компонент мантийного теплового потока. Он вычислялся относительно среднего уровня мантийного теплового потока неактивизированной мантии докембрийской платформы. Интерпретация выделенных нестационарных мантийных аномалий базируется на предположении, что они обусловлены выносом тепловой энергии из недр при поднятии глубинного нагретого вещества. Аномалия в пределах Западно-Черноморской впадины связывается с ее рифтовой природой и сопутствующем

рифтогенезу поднятием астеносферы [Кутас, 2003]. Интерпретация выполнялась методом подбора. Результаты вычислений оптимизировались путем минимизации расхождений между рассчитанными и измеренными значениями теплового потока [Кутас и др., 1989; 2003]. Температуры в литосфере рассчитывались как сумма фоновых (стационарных) и аномальных (нестационарных) значений.

Результаты моделирования. В западной части Черного моря геотермическая модель построена на базе 25 профиля ГСЗ Херсон — о-в Кефкен (рис. 2). Полученные еще в 60-х годах XX в. сейсмические данные несколь-

ко раз переинтерпретировались [Гончаров и др., 1972; Земная ..., 1975; Строение ..., 1989; Егорова и др., 2008; Козленко и др., 2009]. На севере профиль начинается на континенте и протягивается в субмеридиональном направлении через северо-западный шельф и Западно-Черноморскую глубокоководную котловину. Он пересекает склон Восточно-Европейской платформы (ВЕП) (ПК 20—40 км), представленный Причерноморской моноклиной, Скифскую плиту (ПК 20—160 км) с наложенным Северо-Причерноморским пострифтовым прогибом, Каламитское поднятие и переходную зону между Скифской плитой и глубокоководной

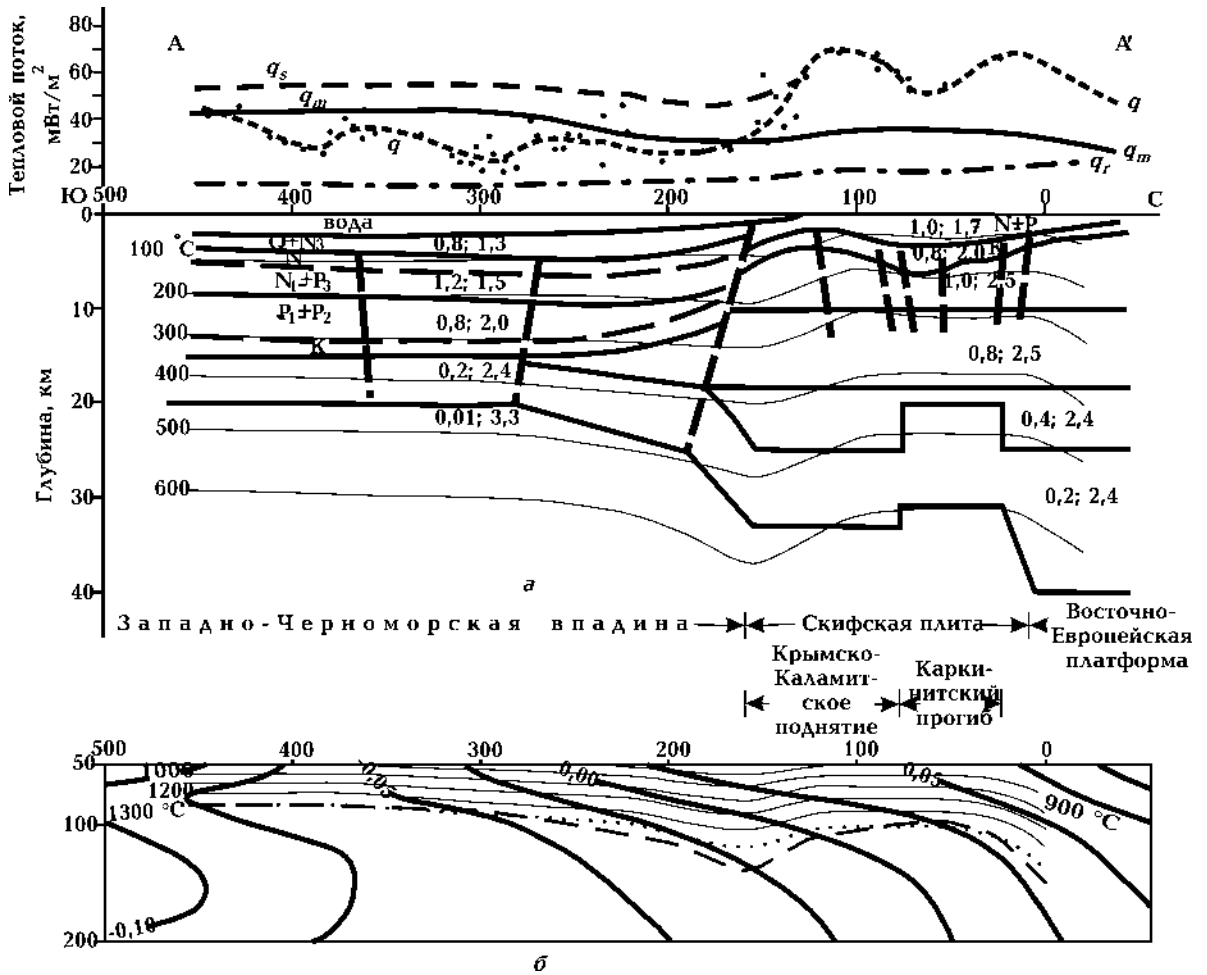


Рис. 2. Тепловые потоки, геотермическая модель земной коры (а) и верхней мантии (б) вдоль профиля Херсон — о-в Кефкен (25 профиль ГСЗ) в западной части Черного моря: а (верхняя часть): q — измеренные (точки) и средние (мелький пунктир) значения теплового потока (мВт/м²). На профиль вынесены измеренные значения теплового потока в полосе шириной 50 км; q_s — поверхностный тепловой поток, исправленный за осадконакопление; q_m — мантийная составляющая теплового потока; q_r — радиогенная составляющая земной коры; а (нижняя часть): строение земной коры и модель распределения температур. Сплошные толстые линии — границы слоев с разной радиогенной теплогенерацией (цифры слева, мВт/м³) и теплопроводностью (цифры справа, Вт/(м·К)). Пунктирные линии — стратиграфические границы. Субвертикальные пунктирные линии — глубинные разломы; б — модель распределения температур (°C) (тонкие линии) и P -скоростей в виде невязок относительно одномерной референсной модели вдоль 32° в. д. по [Бугаенко и др., 2008] (толстые линии) в верхней мантии. Точки — изотерма 1300 °C, пунктирная кривая — поверхность астеносферы.

Черноморской мегавпадиной (ПК 160—290 км), Западно-Черноморскую пострифтовую впадину (ПК 290—450 км). Западно-Черноморскую впадину от Скифской плиты отделяет зона бортового сброса, по которому происходит резкое погружение фундамента до 7 км.

Мощность земной коры на склоне ВЕП превышает 40 км. Мощность гранитного слоя составляет 15—20 км, «базальтового» — 20—25 км. На Скифской плите мощность коры уменьшается до 28—33 км, «гранитного» слоя — до 10 км, «базальтового» — до 10—15 км. В пределах переходной зоны происходит утонение коры от 30 до 20 км, «гранитного» слоя — от 20—15 до 4—3 км, а «базальтового» — от 10 до 5 км. «Гранитный» слой южнее ПК 300 км полностью выклинивается. Мощность осадков постепенно увеличивается, достигая в Западно-Черноморской впадине 15 км.

Тепловые потоки вдоль профиля изменяются от 20—30 до 60—70 мВт/м². Высокие тепловые потоки (55—70 мВт/м²) установлены в северной части профиля в пределах Каркинитского прогиба. Максимальные значения соответствуют бортам прогиба. Перераспределение тепловых потоков в прогибе связано с условиями залегания пород с разной теплопроводностью и разгрузкой подземных вод вдоль бортовых зон. Переходная зона от Скифской плиты к глубоководной впадине характеризуется значительными колебаниями теплового потока (от 15—20 до 80—90 мВт/м²) на фоне их постепенного уменьшения. Детальное изучение тепловых потоков в этой зоне и сопоставление их с рельефом дна, строением осадочной толщи, гидродинамическими процессами позволяет увязать эти вариации с разгрузкой флюидных потоков [Кутас и др., 2007; Кутас, 2010]. Западно-Черноморская впадина выделяется низкими тепловыми потоками (20—30 мВт/м²). Минимальные значения зарегистрированы в северной части впадины (в зоне авандельты р. Дунай) с максимальной мощностью плиоцен-четвертичных отложений. К югу мощность этих отложений несколько уменьшается, а средняя плотность теплового потока увеличивается. Повышение тепловых потоков отмечается в зонах разломов. Оно обусловлено динамикой флюидов, которая в большей степени проявляется в периферийных частях впадины и на шельфе. В глубоководной котловине ее влияние несколько завуалировано толщиной молодых ненарушенных осадков. В распределении тепловых потоков вдоль профиля просматриваются определенные региональные и

локальные закономерности. На континенте и шельфе происходит увеличение тепловых потоков от древней платформы к Скифской плите и структурам мезозойской или кайнозойской активизации. Максимальные тепловые потоки соответствуют Каркинитскому рифтогенному прогибу. При переходе к Западно-Черноморской впадине тепловые потоки понижаются. Увеличение мощности осадков сопровождается понижением тепловых потоков. Одновременно происходит уменьшение мощности земной коры и выклинивание обогащенного радиоактивными элементами «гранитного» слоя. Осадки не компенсируют вклад в тепловой поток «гранитного» слоя. Локальные аномалии имеют ограниченные размеры, что указывает на малую глубину залегания их источников. Они расположены главным образом по периферии впадины и связаны с нарушениями осадочного слоя и динамикой флюидов.

Построение геотермической модели осуществлялось поэтапно. На первом этапе были построены предварительные модели распределения в литосфере теплофизических параметров и радиогенных источников тепла. Модели базируются на сейсмических данных о строении земной коры, мощности и акустических параметрах ее отдельных структурно-стратиграфических горизонтов. По распределению сейсмических скоростей и структуре земной коры профиль разделен на несколько блоков, в которых выделено 4—6 слоев с разными теплофизическими свойствами и интенсивностью радиогенной теплогенерации (см. рис. 2).

По результатам сейсмических исследований в осадочной толще Черноморского бассейна выделяется несколько отражающих горизонтов, соответствующих определенным стратиграфическим подразделениям [Туголецов и др., 1985; Казьмин и др., 2000; Бондарчук и др., 2008 и др.], которые имеют надежную привязку к разрезам скважин на шельфе и суше. К наиболее надежным отражающим горизонтам относятся: В (подошва четвертичных отложений), I^{k-m} (горизонты в верхнем или среднем миоцене), Ia (поверхность майкопа), II—IIa (поверхность эоцена или горизонты внутри эоцена), III—IIIa (горизонты в отложениях палеоцена или поверхность мела), IV (поверхность нижнего мела). Выделенные по сейсмическим данным структурно-стратиграфические комплексы имеют определенное вещественное наполнение, что позволяет на их основе формировать модели распределения физических

Таблица 1. Характеристика осадочного слоя Западно-Черноморской впадины и прилегающей суши

Структурно-стратиграфические комплексы	Стратиграфические горизонты	Мощность, км	Литологическая характеристика	Средние скорости продольных волн V_p , м/с	Средняя теплопроводность λ , Вт/(м·К)	Средняя температуропроводность $a \cdot 10^{-7}$, м ² /с	Средняя радиогенная теплогенерация A , мкВт/м ³
Верхний	антропоген-плиоценовый	0,5—3,0	терригенно-глинистая	1,8—2,5	0,8—1,2	3,0—4,0	0,6—1,0
	верхний и средний миоцен	2,0—2,6	глины, аргилиты, песчаники, известняки	2,0—3,0	1,2—1,5	4,2—5,8	0,7—0,9
Промежуточный	майкоп	3,5—4,4	глины, алевролиты, песчаники	3,0—4,0	1,2—1,6	4,5—6,0	1,2—1,5
Нижний	эоцен-палеоцен	3,5—4,2	глины, известняки, мергели, песчаники, аргилиты	4,0—5,0	1,4—2,0	5,6—7,5	0,5—1,0
	верхний мел	1,0—2,0	известняки, доломиты, мергели, аргилиты, глины	4,2—5,6	1,6—2,3	6,5—9,0	0,6—0,9

параметров. Основные параметры осадочного слоя представлены в табл. 1. Модели распределения теплофизических параметров и радиогенного тепловыделения в осадочном слое построены главным образом с использованием экспериментальных данных. Непосредственно в Черном море исследовались только физические параметры придонного слоя неуплотненных осадков. Средняя теплопроводность илов составляет $0,9 \pm 0,16$ мВт/м², генерация тепла — $0,7 \pm 0,2$ мкВт/м³. В более глубоких горизонтах модели распределения этих параметров построены по результатам их исследования в глубоких скважинах, пробуренных на шельфе и прилегающих участках суши [Кутас, Гордиенко, 1971; 1975; Кутас и др., 1981; 1989 и др.]

В кристаллической коре шельфа и суши выделено два горизонта: в верхнем сейсмические скорости с глубиной увеличиваются от 5,8 до 6,3 км/с. Предполагается, что его верхняя часть сложена метаморфизованными осадочными породами, а нижняя представлена гранитами, гранодиоритами, диоритами. Для него принята средняя теплопроводность при атмосферном давлении и температуре 20 °С, равная 2,5 Вт/(м·К). Генерация радиогенного тепла в

этом интервале уменьшается с глубиной по экспоненциальному закону $A_z = 1,2(\exp -z/12)$ [Кутас и др., 1989]. При численном решении задачи экспоненциальная функция заменялась соответствующим пошаговым уменьшением. На рис. 2 этот горизонт представлен двумя слоями со средней теплогенерацией 1,0 и 0,8 мкВт/м³. В нижнем горизонте скорости увеличиваются от 6,4 до 7,2 км/с. Предполагается, что он представлен габброидами в верхней части и основными гранулитами в нижней. Теплогенерация в верхней части составляет 0,5—0,3 мкВт/м³, в нижней — 0,3—0,1 мкВт/м³. Теплопроводность равна 2,2—2,4 Вт/(м·К). Средние значения генерации тепла и теплопроводность кристаллических пород коры Западно-Черноморской впадины приняты равными 0,2 мкВт/м² и 2,4 Вт/(м·К) соответственно. Для верхней мантии вдоль всего профиля принимаются постоянные значения теплогенерации (0,01 мкВт/м³) и теплопроводности при нулевой температуре (3,3 Вт/(м·К)).

Модель распределения радиогенных источников тепла позволяет рассчитать коровую стационарную компоненту теплового потока и выделить в наблюдаемом поле мантийную составляющую в пределах шельфа и прилега-

ющей части суши. В Черноморской впадине земная кора была сформирована относительно недавно, и ее радиогенная компонента еще не установилась. Для оценки радиогенной компоненты и влияния осадконакопления на величину теплового потока необходимо рассмотреть эволюцию теплового режима с учетом истории формирования бассейна. Эта задача решена на основе численного решения нестационарного уравнения теплопроводности [Галушкин, Кутас, 1995; Галушкин и др., 2006; Кутас, 2010]. Рассчитанная с учетом истории развития бассейна радиогенная компонента теплового потока земной коры в центральной части Западно-Черноморской впадины составляет 12—14 мВт/м², а осадочного слоя — 10—12 мВт/м². При установившемся тепловом режиме она составляла бы 15—16 мВт/м². Современные измеренные в приповерхностном слое осадков значения теплового потока 38—40 мВт/м² (с учетом влияния изменений палеоклимата и других поверхностных факторов) могут быть получены при уровне мантийной компоненты 42—46 мВт/м². В периферийной части Черноморской впадины и на структурах ее обрамления радиогенная компонента земной коры увеличивается до 16—20 мВт/м² под Скифской плитой и до 18—22 мВт/м² под древней платформой. Мантийная составляющая уменьшается в переходной зоне (ПК 220—120) до 28—30 мВт/м². В пределах Каркинитского прогиба она увеличивается до 35 мВт/м² и понижается до 24—25 мВт/м² на склоне ВЕП. За пределами профиля под Украинским щитом среднее значение мантийного теплового потока равно 20±2 мВт/м². По отношению к нему аномальный тепловой поток под Западно-Черноморской впадиной составляет 22—25 мВт/м², под Скифской плитой — 8—12 мВт/м², под Каркинитским прогибом — 12—15 мВт/м².

Аномальные мантийные тепловые потоки связаны с геодинамическими процессами, сопровождающимися поднятием астеносферы и изменением структуры литосферы. Высокие мантийные потоки в Западно-Черноморской впадине и Каркинитском прогибе подтверждают их рифтовую природу и молодой возраст (соответственно позднемиоценовой-палеоценовой и раннемиоценовой) [Кутас, Цвященко, 1986; Кутас и др., 1989; Кутас, 2003]. Стабильный уровень аномальных тепловых потоков в Западно-Черноморской впадине свидетельствует о его связи с единым позднемиоценовым источником. С палеогенового времени здесь не было геодина-

мических процессов, которые сопровождались существенным выносом тепловой энергии. Многочисленные локальные аномалии преимущественно по периферии впадины возникают вследствие изменения условий теплопередачи внутри осадочного слоя или теплообмена на его поверхности. Они не нарушают распределение глубинных температур и тепловых потоков. Модель распределения температуры в земной коре и верхней мантии построена с учетом результатов интерпретации мантийных нестационарных аномалий. Область счета ограничена снизу изотермой 1300 °С, условно принятой за кровлю астеносферы. Под Западно-Черноморской впадиной изотерма 1300 °С находится на глубине 85—90 км. Она постепенно погружается под переходной зоной и под южной частью Скифской плиты находится на глубине 130—135 км. Под Каркинитским прогибом она поднимается до 100—110 км и опускается до 180 км под краем ВЕП.

Температуры в земной коре и верхней мантии существенно изменяются вдоль профиля и по глубине. Изотерма 100 °С находится на глубине 2—2,5 км. Наиболее приподнятое положение она занимает в Каркинитском прогибе и его бортах. На глубине 5 км температура изменяется от 100—120 °С на склоне древней платформы до 170—180 °С в Каркинитском прогибе, 140—160 °С на Скифской плите и переходной зоне и 150—160 °С в Западно-Черноморской впадине. На глубине 10 км температура на склоне древней платформы повышается до 160—170 °С, в Каркинитском прогибе до 270—300 °С, в переходной зоне и Скифской плите до 230—260 °С и в Западно-Черноморской впадине до 260—290 °С. На глубине 20 км температуры достигают 270—300, 440—460, 420—450 и 490—520 °С соответственно. На распределение температуры существенно влияют величина мантийного теплового потока, радиогенные источники тепла земной коры, теплопроводность среды. На Скифской плите и в Каркинитском прогибе за счет высокого теплового потока поддерживается высокая температура в верхних горизонтах земной коры. Однако с увеличением глубины уменьшается радиогенная компонента теплового потока и повышается теплопроводность пород, что приводит к понижению градиента температуры. В Западно-Черноморской впадине приповерхностный слой охлажден накоплением осадков, но высокий подкоровый тепловой поток при низкой теплопроводности осадков поддерживает во всей осадочной тол-

ще высокий градиент температуры. Поэтому температура в Западно-Черноморской впадине уже на глубине 20 км выше на 50 °С, чем на Скифской плите. На глубине 50 км эта разница достигает 100—150 °С.

Раздел Мохо не изотермичен. Температура на нем вдоль профиля изменяется от 440—460 °С под Западно-Черноморской впадиной до 600 °С под Скифской плитой.

В восточной части Черноморского бассейна температурный разрез построен вдоль профиля, который протягивается в субмеридиональном направлении через Керченский полуостров, Прикерченский шельф, глубоководную котловину Черного моря (рис. 1, 3). Он не привязан к конкретному профилю ГСЗ. Модель структуры земной коры создана по результатам сейсмических и гравиметрических исследований в этом регионе [Гончаров и др.,

1972; Земная ..., 1975; Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Строение ..., 1989; Герасимов, 1991; Казьмин и др., 2000; Starostenko et al., 2004 и др.]. В соответствии с существующими схемами тектонического районирования этой территории профиль пересекает южную часть Индоло-Кубанского прогиба (ПК от 0 до -30), погруженную часть Горного Крыма (ПК от 0 до -40), прогиб Сорокина (ПК -(40—60)), Северо-Черноморское поднятие (ПК -(60—90)), Восточно-Черноморскую впадину (ПК -(90—150)) и выходит на Центрально-Черноморское поднятие (поднятие Андрусова) (ПК -(150—170)). Индоло-Кубанский прогиб заполнен осадками палеогена и неогена общей мощностью 8—10 км ($V_p=3\div 4,5$ км). В его основании залегают меловые и юрские отложения. Предполагается, что прогиб имеет рифтовую природу [Герасимов, 1991]. От

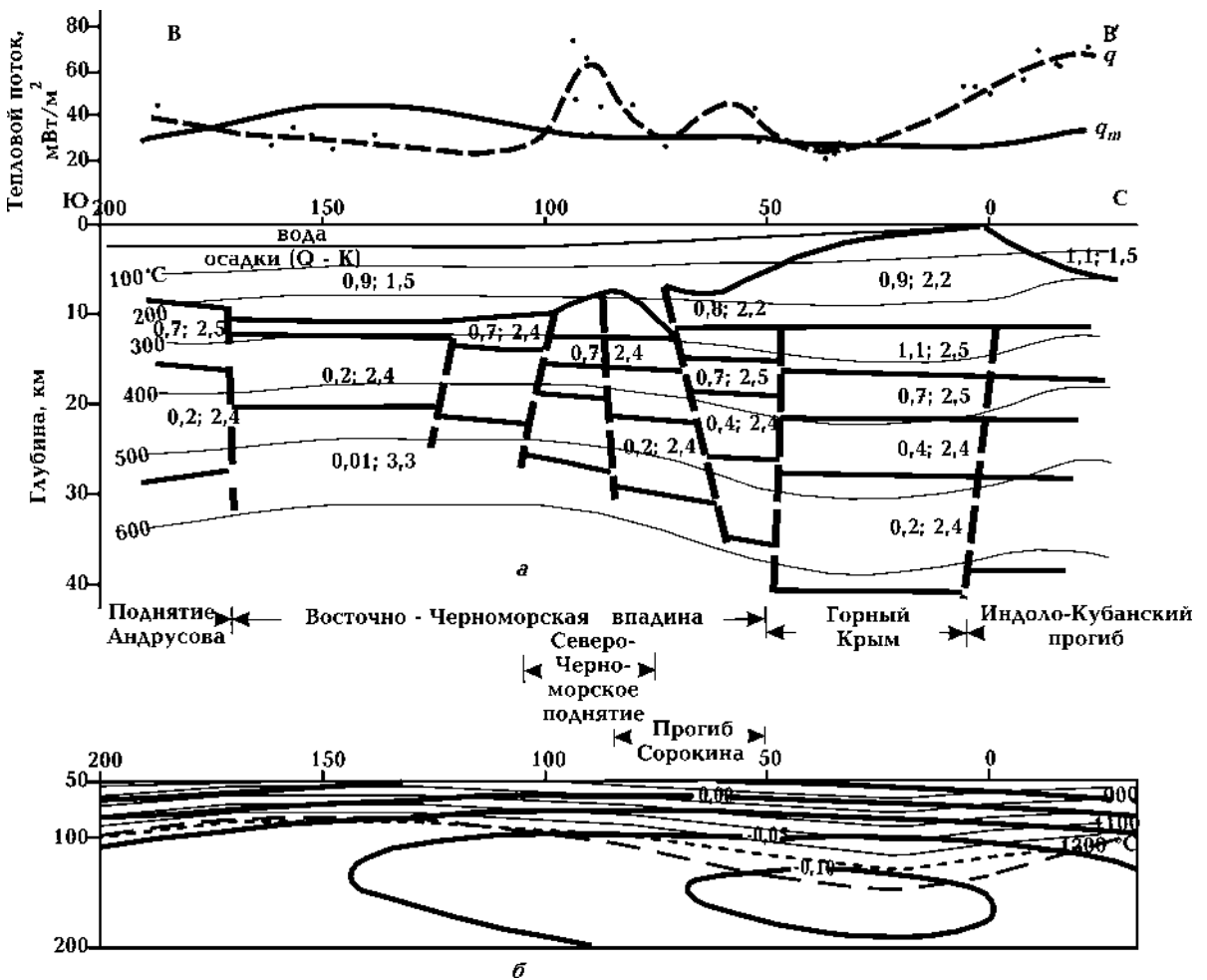


Рис. 3. Тепловые потоки, геотермическая модель земной коры (а) и верхней мантии (б) вдоль профиля Индоло-Кубанский прогиб — поднятие Андрусова в восточной части Черного моря. Распределение температур в верхней мантии сопоставляется с *P*-скоростной моделью вдоль 35° в. д. Условные обозначения см. на рис. 2.

Горного Крыма его отделяет бортовой сброс в палеоцен-эоценовых отложениях. Горный Крым по современным представлениям [Герасимов, 1991] имеет надвиговое строение, однако ввиду очень сложной и еще до конца не раскрытой истории его развития в модели он рассматривается как единый нерасчлененный блок, сложенный в верхней части мезозойскими образованиями. По Южно-Бережному надвигу складчато-надвиговое сооружение Горного Крыма граничит с прогибом Сорокина. Прогиб сформировался в постэоценовое время над коллизионным швом вдоль северной границы Дзирульской плиты. Он выполнен отложениями майкопа ($V_p=2,8\div 4,0$ км/с), верхнего миоцена ($V_p=2,5\div 3,5$ км/с), плиоцена и антропогена ($V_p=2,0\div 3,0$ км/с). В основании прогиба, по-видимому, залегают отложения мела с $V_p=4,8\div 5,0$ км/с.

В Восточно-Черноморской впадине мощность осадков увеличивается до 11—13 км. В осадочной толще выделяется несколько отражающих горизонтов, разделяющих ее на субгоризонтальные структурно-стратиграфические комплексы [Гожик та ин., 2010]. Как и в Западно-Черноморской впадине, скорости в четвертичных и плиоценовых отложениях составляют 2—3 км/с, в майкопских увеличиваются до 3,0—4,0 км/с и в эоцен-палеогеновых до 4,5—5,0 км/с. В зоне Центрально-Черноморского поднятия мощность осадков уменьшается до 5—6 км. Они представлены отложениями антропогена, плиоцена, миоцена и частично олигоцена со скоростями 2—3,5 км/с.

Мощность земной коры вдоль профиля изменяется от 38—40 км на Керченском полуострове (Индоло-Кубанский прогиб и погруженная часть Горного Крыма) до 20 км в Восточно-Черноморской впадине и 27—29 км на поднятии Андрусова, а мощность кристаллической коры составляет соответственно 25—30, 7—12 и 18—22 км (см. рис. 3). Сейсмические скорости в кристаллической коре континентальных блоков увеличиваются от 6 км/с на поверхности фундамента до 6,7 км/с на границе с верхней мантией под прогибом Сорокина и от 6,5 до 7,0 км/с под Восточно-Черноморской впадиной.

Тепловые потоки вдоль профиля изменяются от 60—70 до 20 мВт/м². Высокие значения (60—70 мВт/м²) характерны для южной прибортовой части Индоло-Кубанского прогиба. Существенное влияние на распределение тепловых потоков здесь оказывает динамика флюидов в нарушенных зонах. В Горном Крыму те-

пловые потоки уменьшаются до 45—55 мВт/м², а в прогибе Сорокина — до 20—40 мВт/м². Некоторое понижение тепловых потоков в Горном Крыму, очевидно, связано с формированием надвигов, а в прогибе Сорокина — с отложением молодых осадков. Значительные возмущения теплового поля наблюдаются в южной прибортовой части прогиба Сорокина и на поднятии Тетяева. Они связаны с дислокациями осадочной толщи, диапировыми структурами, грязевулканической деятельностью. Над некоторыми грязевыми вулканами тепловые потоки увеличиваются до сотен мВт/м² [Кутас и др., 2007]. В Восточно-Черноморской впадине в зоне профиля сохраняются довольно стабильные низкие (25—35 мВт/м²) тепловые потоки. Дифференциация поля увеличивается в районе поднятия Андрусова.

Как и в Западно-Черноморской впадине, модели распределения теплофизических параметров и радиогенных источников тепла составлены на основе обобщения экспериментальных данных и геолого-геофизических материалов. В континентальной части профиля широко использованы результаты бурения и экспериментальные определения физических свойств и состава пород.

Удельное радиогенное тепловыделение в неогеновых осадках Индоло-Кубанского прогиба принято равным 1,0 мкВт/м³, в майкопских — 1,2 мкВт/м³, в эоцен-палеоценовых и меловых — 0,9 мкВт/м³. Их средняя теплопроводность составляет соответственно 1,3, 1,5, 1,8 и 2,2 Вт/(м·К). В осадках Горного Крыма средние значения теплогенерации и теплопроводности приняты равными 0,9 мкВт/м³ и 2,2 Вт/(м·К). В консолидированной коре континентальной части профиля по сейсмическим данным можно выделить два слоя. В верхнем «гранитном» слое сейсмические скорости увеличиваются от 5,8 до 6,3 км/с. Его верхняя часть, очевидно, представлена метаморфизованными осадочными образованиями с генерацией тепла 0,9—1,3 мкВт/м³ и теплопроводностью 2,4—2,7 Вт/(м·К). Их распространение, по-видимому, ограничено Горным Крымом. В нижней части преобладают кристаллические породы кислого и среднего состава (граниты, гранодиориты, различные сланцы, амфиболиты) с генерацией тепла 1,2—0,7 мкВт/м³ и теплопроводностью 2,4—3,0 Вт/(м·К). «Гранитный» слой выклинивается под центральной частью Восточно-Черноморской впадины. Нижняя часть коры («базальтовый» слой) сложена преимущественно породами основного

состава (габброиды, основные гранулиты) с тепловыделением $0,5—0,1$ мкВт/м³ и теплопроводностью $2,2—2,5$ Вт/(м·К).

В осадочной толще Восточно-Черноморской впадины по сейсмическим данным выделяются те же структурно-стратиграфические комплексы, что и в Западно-Черноморской. Отличия касаются, в основном, лишь мощности осадочной толщи и ее отдельных подразделений. Средняя удельная радиогенная теплогенерация осадочного слоя Западно- и Восточно-Черноморской впадин составляет $0,9\pm 0,1$ мкВт/м³, а средняя теплопроводность — $1,6\pm 0,1$ Вт/(м·К).

Мощность осадков в зоне поднятия Андрусова сокращается до $5—6$ км. Их теплогенерация изменяется от $0,7$ до $1,3$ мкВт/м³, составляя в среднем около 1 мкВт/м³. Средняя теплопроводность этой толщи не превышает $1,4$ Вт/(м·К). Верхнюю часть консолидированной коры слагают породы со скоростными параметрами «гранитного» слоя. Происхождение и состав этих пород оценить довольно сложно. По уровню генерации радиогенного тепла они, по-видимому, должны быть близки к породам среднего состава с генерацией тепла $0,4—0,9$ мкВт/м³.

За счет радиогенных источников тепла в осадочной толще Восточно-Черноморской впадины генерируется тепловой поток $8—10$ мВт/м², а в земной коре — $13—17$ мВт/м². Среднее значение мантийной составляющей в пределах профиля порядка 42 ± 3 мВт/м². По периферии Восточно-Черноморской впадины оно уменьшается: под поднятием Андрусова и прогибом Сорокина до $31—33$ мВт/м², под Горным Крымом до $25—30$ мВт/м².

В распределении температур сохраняются те же закономерности, что и в Западно-Черноморской впадине. Сочетание в Восточно-Черноморской впадине высокого мантийного теплового потока, мощной толщи низкотеплопроводных осадков, интенсивного осадконакопления в неоген-четвертичное время проявляется в понижении теплового потока и температуры в верхней части земной коры и повышении в ее нижней части и в верхней мантии. Изотерма 1300 °С находится на глубине $80—90$ км. Под поднятием Андрусова она погружается до глубины $100—110$ км, под Горным Крымом — до $120—130$ км, а в Индоло-Кубанском прогибе поднимается до $90—100$ км.

На глубине 50 км минимальная температура ($680—700$ °С) соответствует восточной периклинали Горного Крыма. Под прогибом Сорокина и поднятием Андрусова она уве-

личивается до $730—750$ °С и под Восточно-Черноморской впадиной до 850 ± 20 °С. На глубине 30 км температура изменяется вдоль профиля от 480 до 580 °С, на глубине 20 км — от 380 до 440 °С, на глубине 10 км — от 220 до 250 °С. На разделе Мохо температура изменяется от 440 °С под Восточно-Черноморской впадиной до 650 °С под Индоло-Кубанским прогибом.

Обсуждение результатов. Распределение температур в литосфере по латерали и глубине зависит от величины теплового потока и условий теплопередачи. Величина теплового потока, в первую очередь его мантийная составляющая, определяет общий уровень температур. Она существенно зависит от геодинамической обстановки, выноса тепла из недр в эпохи тектонической и магматической активизации. С активным развитием и дополнительным выносом тепла из недр в конце мезозоя—кайнозое связаны высокие температуры в литосфере Черноморской мегавпадины, Каркинитского прогиба и ряда других структур обрамления. Влияние условий теплопередачи и теплообмена на поверхности в большей степени ощущается в верхних горизонтах земной коры, которые отличаются значительными вариациями литологического состава и теплофизических параметров горных пород, тектонической раздробленностью, динамикой подземных флюидов. В рассматриваемом регионе большая изменчивость условий теплопереноса в земной коре характерна для шельфовых зон, континентального склона, Центрально-Черноморского поднятия и др.

Расчеты геотермических параметров выполнены на основе теории теплопроводности. Сложность строения и развития литосферы учитывается структурой среды, выбором ее свойств и состава, а влияние геодинамических процессов — изменением начальных и граничных условий. Однако выбор исходных параметров всегда неоднозначен. Даже обобщение большого количества экспериментального материала не дает однозначного результата. Естественно, возникает вопрос, насколько результаты моделирования чувствительны к изменениям исходных параметров. Наиболее достоверно известна величина теплового потока у поверхности, которая измеряется с точностью около 10% . Изменениям на 10% поверхностного теплового потока соответствуют примерно такие же колебания температур в земной коре. На разделе Мохо (на глубине 40 км) они составляют $40—80$ °С. Изменение в «гранитном» слое мощностью 10 км на 10%

удельной теплогенерации ($0,1—0,15$ мВт/м³) и теплопроводности ($0,2—0,25$ Вт/м·К) отразится в изменении температуры на той же глубине на $30—50$ °С и на $40—60$ °С соответственно. Колебание мантийного теплового потока на $4—5$ мВт/м² может быть причиной смещения изотермы 1300 °С на $15—20$ км на глубине около 100 км и $30—40$ км на глубине $150—200$ км.

На геотермических данных базируется решение ряда задач комплексного анализа геофизических материалов, в частности определение толщины жесткой литосферы или поверхности астеносферы. Астеносфера по геотермическим данным выделяется как слой частичного плавления. Ее кровля обычно определяется по положению точки пересечения геотерм с кривой солидуса основных пород. Однако следует отметить, что температура плавления мантийных пород зависит от многих факторов — состава, содержания воды, щелочей и летучих, давления, напряженного состояния, которые изменяются по латерали и глубине. Многократно переработанная верхняя мантия древних платформ обеднена легкоплавкими и летучими компонентами, а мантия активных областей, коллизионных и субдукционных зон обогащена. Поскольку состав и состояние пород верхней мантии конкретных тектонических блоков оценивается по геофизическим данным с некоторыми допущениями, то, очевидно, и температура их плавления определяется неоднозначно.

В рассматриваемых геотермических моделях кровля астеносферы определена по солидусу сухих основных пород. Ее положение изменяется в широких пределах и согласуется с тектоническим районированием. Минимальной толщиной литосферы ($80—90$ км) по геотермическим данным характеризуются глубоководные Западно- и Восточно-Черноморская впадины (рис. 2, б и 3, б). В зоне перехода к Скифской плите мощность литосферы постепенно увеличивается до $100—130$ км. Периферийные структуры Черноморской мегавпадины, в частности Северо-Черноморское поднятие и прогиб Сорокина, в мощности литосферы не проявляются. Под Скифской плитой за пределами зон молодой тектонической активизации она составляет $140—150$ км [Кутас, Цвященко, 1986; Кутас и др., 1989], а в активизированных зонах сокращается до $80—100$ км в зависимости от времени и характера активизации. На представленных геотермических разрезах астеносфера поднимается до глубины $85—100$ км под Каркинитским и

Индо-Кубанским прогибами. Под Горным Крымом она погружается до $140—150$ км, под поднятием Андрусова — до $105—120$ км.

Астеносфера, как слой частичного плавления, должна существенно отличаться по своим физическим свойствам и, естественно, проявляться в геофизических полях, в первую очередь в распределении сейсмических скоростей. Возникает вопрос, в какой мере геотермические модели соответствуют результатам глубинных сейсмических исследований. По данным сейсмической томографии, представленным невязками продольных сейсмических волн V_p относительно референсной модели, в верхней мантии Черноморского региона повсеместно выделяется слой с отрицательными невязками (высоким скоростям соответствуют положительные невязки V_p , низким — отрицательные) [Бугаенко и др., 2008]. Очевидно, его можно отождествлять с астеносферой, хотя при этом следует учитывать, что невязки характеризуют лишь относительное изменение скорости относительно референтной модели. Их уменьшение указывает только на понижение скорости, которое может быть обусловлено не только повышением температуры и возможным частичным плавлением пород, но и другими факторами, в частности, изменением их состава, структуры, водо- и газонасыщенности и др. На рис. 2, б и 3, б геотермические разрезы литосферы сопоставляются со скоростными моделями литосферы, представленными в виде невязок V_p [Бугаенко и др., 2008]. Приведенные в этой работе скоростные модели в виде долготных и широтных сечений не совпадают с модельными температурными разрезами, пересекающими Черноморский бассейн с северо-востока на юго-запад. Это может быть одной из возможных причин дополнительных несоответствий между ними.

Геотермический разрез в западной части Черноморской мегавпадины (по 25 профилю ГСЗ) сопоставляется со скоростным сечением вдоль 32° в. д., с которым он практически совпадает в северной части профиля (в зоне континентального склона и шельфа) (см. рис. 1). В южной части профиля в зоне перехода от Южных Понтидов к Черноморскому бассейну земная кора и верхняя мантия характеризуются низкими скоростями (отрицательная невязка V_p превышает $-0,1$ км/с) (см. рис. 2, б). Область низких скоростей погружается под Западно-Черноморскую впадину, которую в скоростной модели можно рассматривать как переходную зону между субдукционной областью океана

Нео-Тетис и краем ВЕП. Низкоскоростной разрез в этом районе, по-видимому, обусловлен особенностями его развития, в частности субдукционными процессами, образованием в конце мезозоя — начале кайнозоя вулканической дуги вдоль южной границы Черного моря и задуговых надсубдукционных бассейнов, а также интенсивной коллизионной тектоники в постэоценовое время. Скорость распространения продольных сейсмических волн в верхней части мантии на одних и тех же глубинах постепенно увеличивается с юга на север. Под Западно-Черноморской впадиной отрицательная невязка V_p постепенно уменьшается. В переходной зоне она изменяет свой знак и достигает на границе с древней платформой +0,10 км/с. Подобная региональная закономерность наблюдается и в тепловом поле. По направлению к древней платформе изотермы погружаются, а величина мантийного теплового потока уменьшается, однако заметные изменения параметров поля происходят в основном на границах тектонических зон. В пределах всей Западно-Черноморской впадины сохраняются устойчивые значения как поверхностного теплового потока, так и мантийной составляющей. Кровля геотермической астеносферы находится на глубине 80—85 км в слое отрицательных невязок V_p . В переходной зоне мантийная составляющая уменьшается, кровля астеносферы погружается на глубину 100—130 км в слой нулевых невязок V_p . В Северо-Крымском прогибе мантийный тепловой поток увеличивается, кровля астеносферы поднимается, однако в скоростном разрезе эти изменения теплового поля не проявляются. Под окраиной докембрийской платформы происходит увеличение сейсмических скоростей и соответствующее погружение изотерм. Кровля геотермической астеносферы находится в слое положительных невязок.

В восточной части Черноморского бассейна геотермический разрез проходит в субмеридиональном направлении между 35 и 36° в. д. Он сопоставляется со скоростной моделью вдоль 35° в. д. Здесь распределение скоростей в верхней части мантии существенно отличается от рассмотренного выше: скорости выше, а невязка V_p положительна вдоль всего профиля (см. рис. 3, б). Смена знака невязок V_p происходит на глубине от 60 до 100 км. Их поведение согласуется с положением геотермической астеносферы, кровля которой под Восточно-Черноморской впадиной, поднятием Андрусова и Индоло-Кубанским прогибом выделяется

несколько глубже изолинии нулевых невязок V_p . Корреляция нарушается под переходной зоной к Горному Крыму и Горным Крымом, где линия нулевых невязок V_p незначительно поднимается, а кровля геотермической астеносферы, наоборот, опускается до глубины 120—140 км.

Несоответствие скоростных и геотермических моделей в этом районе может быть обусловлено несколькими причинами: методическими особенностями построения моделей, выбором исходных параметров, несоответствием структуры модели глубинному строению и эволюции литосферы и др. Следует лишь отметить, что эти несоответствия проявляются в большей степени в переходных и контактных зонах. Для оценки природы выявленных закономерностей необходимо рассмотреть скоростные модели и положение геотермической астеносферы вдоль иных сечений, в частности, широтных, а также за пределами Черноморской впадины.

На рис. 4 приведены скоростные модели и кровля геотермической астеносферы вдоль 45, 44 и 43° с. ш. Они пересекают структуры разного возраста и генезиса. На них четко видна определяющая роль тектонического фактора в распределении как акустических параметров, так и температур в верхней мантии.

Вдоль 45° с. ш. на западе под Добруджей кровля геотермической астеносферы находится на глубине 150—160 км. С ней практически совпадает изолиния нулевых невязок V_p . Под Скифской плитой астеносфера поднимается до 100—130 км, а под Северо-Крымским рифтогенным прогибом до 90—100 км и находится в слое отрицательных невязок V_p (от $-0,025$ до $-0,05$ км/с). Примерно на тех же глубинах она выделяется в Индоло-Кубанском прогибе. Ее незначительное погружение отмечается между Индольским и Кубанским прогибами и резкое поднятие до 70—80 км на Скифской плите под Ставропольским сводом. В этой части профиля верхняя мантия характеризуется пониженными скоростями, а кровля астеносферы находится в слое с отрицательной невязкой ($<-0,10$ км/с).

На разрезе вдоль 44° с. ш. погружение кровли геотермической астеносферы отмечается под Мизийской плитой до 160—180 км и западным погружением Большого Кавказа до 130—140 км. Под переходной зоной между Западно-Черноморской впадиной и Скифской плитой и под Центрально-Черноморским поднятием она поднимается до 100—110 км и под «безграницной» частью Восточно-Черномор-

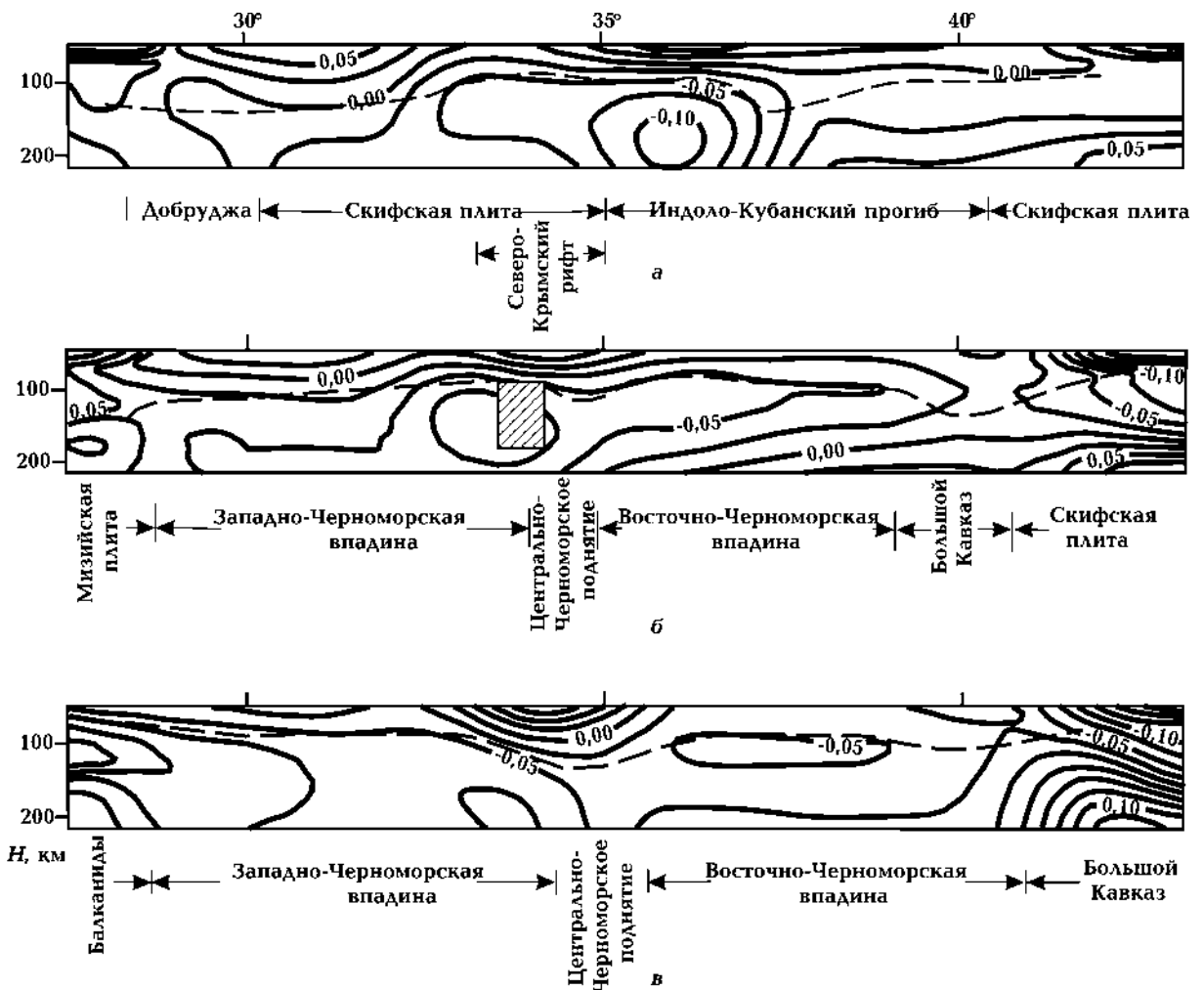


Рис. 4. Сопоставление широтных V_p -скоростных моделей [Бугаенко и др., 2008] с положением геотермической астеносферы вдоль 45, 44 и 43° с. ш. Заштрихованный прямоугольник на сечении 44° с. ш. — положение источника аномалии теплового потока в районе поднятия Андрусова южнее Крымского полуострова по результатам интерпретации геотермических данных.

ской впадины до 80 км. На этих глубинах в переходной зоне отрицательная невязка V_p составляет $-0,025$ км/с, а в восточной части Западно-Черноморской впадины и в Восточно-Черноморской впадине — $-0,05$ км/с. На востоке профиля под Скифской плитой в зоне молодого вулканизма Кавминводского выступа происходит существенное поднятие астеносферы. Верхняя мантия здесь низкоскоростная. Кровля астеносферы находится в слое с отрицательной невязкой V_p ($-0,10$ км/с).

В полосе 43° с. ш. кровля астеносферы находится на глубине 70—80 км под северной частью Балканид, на 80—90 км — под Черноморской мегавпадиной. Относительно небольшое погружение (до 100—110 км) отмечается под Центрально-Черноморским поднятием. Под центральной частью Большого Кавказа, отли-

чающегося молодой вулканической активностью, астеносфера поднимается до 60—70 км. Кровля астеносферы вдоль всего профиля от Балканид до центральной части Большого Кавказа находится в слое отрицательных невязок V_p . Только под Центрально-Черноморским поднятием она практически совпадает с изолинией нулевых невязок V_p .

Как следует из проведенных сопоставлений скоростных и геотермических моделей верхней мантии вдоль широтных профилей, пересекающих Черноморскую мегавпадину и структуры ее обрамления, кровля геотермической астеносферы, выделенная по результатам моделирования теплового поля, или совпадает со сменой знака невязки V_p , или находится в низкоскоростном слое (слое с отрицательными невязками V_p). «Погружение» кровли геотер-

мической астеносферы в слой отрицательных невязок V_p может свидетельствовать о занижении рассчитанных температур и необходимости пересмотра исходных параметров модели или завышении солидусных температур, относительно которых определяется положение кровли слоя частичного плавления. В этой связи следует еще раз обратить внимание на большое влияние на распределение скоростей распространения сейсмических волн и глубинных температур тектонической обстановки и особенностей геодинамической эволюции, в первую очередь, времени активного развития структур.

Низкие скорости в верхней мантии и высокое положение астеносферы (в слое отрицательных невязок V_p) характерны для вулканической дуги и Западно-Черноморского рифта, образовавшихся в конце мезозоя в тылу сутуры Внутренних Понтид. В северной части Западно-Черноморской впадины и в переходной зоне, литосфера которой сформировалась, очевидно, в конце палеозоя, кровля астеносферы погружается и приближается к изолинии нулевых невязок V_p . Далее на север структура литосферы изменяется. В тылу Крымско-Кавказской мезозойской сутуры в раннем мелу сформировалась система Северо-Крымских рифтов. На западе она ограничена Одесско-Синопской зоной разломов. Образование рифтов сопровождалось поднятием астеносферы. На скоростном сечении вдоль 32° в. д., которое проходит вдоль западной границы рифта, изменение структуры литосферы выражено слабо, но уже на сечении вдоль 33° в. д. поднятие асте-

носферы и уменьшение скоростей в верхней мантии рифтовой зоны выражено достаточно отчетливо (рис. 5).

Восточно-Черноморский рифт, очевидно, образовался в раннем мелу (апт—альб). Он был активизирован в предолигоценное время. Под влиянием кайнозойских компрессионных напряжений Восточно-Черноморская плита подвигалась под Крым и Кавказ. Погружение холодной плиты и формирование надвиговых структур сопровождалось уменьшением поверхностного теплового потока. Оценить степень искажения теплового потока довольно сложно. На моделях оно проявляется в виде погружения астеносферы. Субдукционный процесс приводит также к снижению скоростей в надсубдукционной части литосферы. Субдуцирующая плита содержит большой объем водонасыщенных низкоплавких пород. При достижении глубины 65—80 км начинается их плавление с формированием флюидных потоков и геотермических аномалий в земной коре. К таким аномальным зонам относятся Каркинитский и Индоло-Кубанский прогибы, ряд структур в Предкавказье. Они характеризуются низкоскоростным разрезом верхней мантии и приподнятым положением астеносферы, кровля которой находится внутри слоя низких скоростей. Подобный сценарий развития геодинамических событий согласуется с результатами интерпретации аномалий теплового потока в Степном Крыму и в Предкавказье [Кутас, Цвященко, 1986; Кутас и др. 1989]. Выделяемые в этих регионах геотермические аномалии имеют сложное строение. Они сфор-

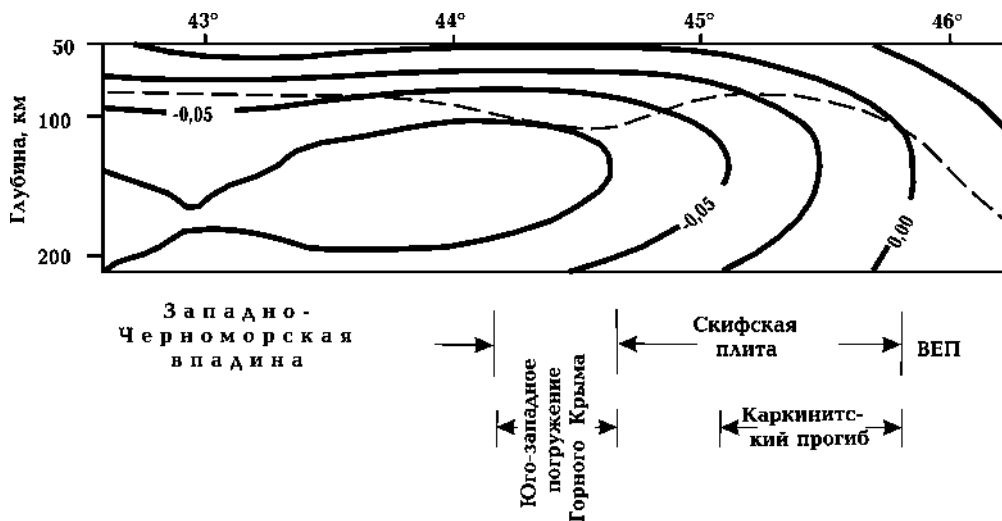


Рис. 5. Долготная P -скоростная модель верхней мантии и положение геотермической астеносферы вдоль 33° в. д.

мировались под влиянием двух фаз активизации земной коры. Одна из них произошла 40—30 млн лет, вторая — 9—2 млн лет назад. Источники геотермических аномалий, созданных последней фазой активизации, находятся на глубине 9—15 км. Они, очевидно, связаны с потоками термальных флюидов и, возможно, частичным плавлением «гранитного» слоя.

Как следует из приведенных данных, кровля геотермической астеносферы фактически совпадает со сменой знака невязок V_p под более древними и стабилизированными структурами. Под структурами молодой и современной активизации верхняя мантия характеризуется пониженными скоростями и кровля астеносферы «погружается» в слой низких скоростей. Чем моложе геодинамические процессы, тем глубже «погружение». Это должно означать, что плавление мантийных пород в активных зонах начинается при более низких температурах. Понижение температуры плавления может быть обусловлено разными причинами: изменением состава пород, насыщением мантии флюидами и летучими, декомпрессией в связи с дроблением литосферы. Два последних фактора, по-видимому, являются определяющими.

Заключение. Черноморский регион отличается значительной неоднородностью теплового поля. Тепловые потоки вдоль профилей, пересекающих глубоководные впадины Черного моря и прилегающие с севера разновозрастные структуры, изменяются от 20 до 100 мВт/м² и более. В распределении тепловых потоков прослеживаются надрегиональные, региональные и локальные закономерности. Надрегиональные проявляются в зависимости плотности теплового потока от возраста литосферы или времени, прошедшего после окончания последних геодинамических событий, сопровождающихся изменением структуры литосферы и выносом большого количества тепловой энергии из недр Земли. Они установлены на континентах и океанах по результатам обобщения глобальных геотермических данных. Эта зависимость наиболее четко проявляется в распределении мантийной составляющей теплового потока, которая в рассматриваемом регионе изменяется от 20—22 мВт/м² на склоне докембрийской платформы до 45—50 мВт/м² под «безграничными» Черноморскими впадинами и зонами кайнозойской активизации структур обрамления. В распределении наблюдаемых в приповерхностном слое тепло-

вых потоков эта закономерность сильно завуалирована региональными и локальными особенностями теплового поля, связанными со строением земной коры, условиями залегания пород с разной теплопроводностью, отложением осадков, динамикой подземных вод и др. В частности, накопление в Черноморской мегавпадине 3,0—3,5 км плиоцен-четвертичных осадков понижает тепловой поток в придонном слое на 35—50 % (с 55—60 до 32—38 мВт/м²). С отложением до 1 км плиоцен-четвертичных осадков в Индоло-Кубанском прогибе связано понижение тепловых потоков на 10—15 %. Отложение 100—200 м тех же осадков в шельфовых зонах практически не отражается на распределении теплового потока.

По результатам моделирования установлены существенные вариации глубинных температур по латерали, глубине и во времени. Они существенно превышают возможные колебания, связанные с методическими особенностями измерения и анализа теплового поля и с выбором исходных параметров при построении геотермических моделей. На глубине 30 км разница в температурах достигает 80—100 °С, а на глубине 70 км — 180—210 °С. В верхней части земной коры максимальные температуры характерны для молодых прогибов, сформировавшихся в конце мезозоя—кайнозое (Каркинитского, Индоло-Кубанского), минимальные — для южного склона древней ВЕП. В нижней коре и верхней мантии максимальные температуры соответствуют Западно- и Восточно-Черноморским впадинам. Глубина залегания кровли геотермической астеносферы изменяется от 80—90 км под Черноморской мегавпадиной до 180—200 км под южным склоном ВЕП.

Положение кровли геотермической астеносферы сопоставлено с результатами сейсмографических исследований, представленных в виде невязок P -скоростей относительно одномерной референтной модели. В стабилизированных регионах (ВЕП, Скифская плита) кровля геотермической астеносферы находится вблизи изолинии нулевых невязок V_p . В зонах с аномальным тепловым потоком кровля геотермической астеносферы «погружается» в область отрицательных невязок V_p . Этот факт может свидетельствовать о понижении температуры плавления в активных областях в связи с притоком летучих и легкоплавких компонент или увеличением роли конвективного теплопереноса в литосфере.

Список литературы

- Бондарчук Р. К., Герасимов М. С., Білецький С. В. Структурно-речовинні комплекси (СРК) Азово-Чорноморського регіону // Геодинаміка, тектоніка і флюїдодинаміка нафтегазоносних регіонів України: Сб. докл. VII Міжнарод. конф. «Крим-2007». — Симферополь: Агео, 2008. — С. 151—170.
- Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная Р-скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 5. — С. 145—160.
- Галушкин Ю. И., Кутас Р. И. Днепровско-Донецкий палеорифт: эволюция теплового режима и нефтегазоносность // Геофиз. журн. — 1995. — 17, № 3. — С. 13—23.
- Галушкин Ю. И., Шрейдер А. А., Булычев А. А., Шрейдер Ал. А. Тепловой поток и термическая эволюция литосферы Черноморской впадины // Океанология. — 2006. — 46, № 2. — С. 296—314.
- Герасимов М. Е. Надвиговой характер мегантиклинория Горного Крыма и сейсмичность Керченского полуострова // Геофиз. журн. — 1991. — 13, № 3. — С. 34—41.
- Гожик П. Ф., Маслун Н. В., Войцицкий З. Я., Іванік М. М., Ключина Г. В. Стратиграфічна будова кайнозойських відкладів Прикерченського шельфу та Східно-Чорноморської западини // Геолог. журн. — 2010. — № 1. — С. 7—41.
- Гончаров М. В., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. — Москва: Наука, 1972. — 159 с.
- Егорова Т. П., Баранова Е. П., Омельченко В. Д. Переинтерпретация сейсмических материалов ГСЗ и гравитационное моделирование по профилям 25, 28, 29 в Черном и Азовском морях // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 5. — С. 124—144.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины / Под ред. Ю. Д. Буланже, М. В. Муратова, С. И. Субботина, Б. И. Балавадзе. — Москва: Наука, 1975. — 358 с.
- Золотарев В. Г., Сочельников В. В., Маливицкий Я. П. Результаты измерений теплового потока в Черноморском и Средиземноморском бассейнах // Океанология. — 1979. — 19. — С. 1059—1065.
- Казьмин В. Г., Шрейдер А. А., Финнети И., Мелехов В. Р., Булычев А. А., Гилод Д. А., Андреев О. И., Шрейдер Ал. Ан. Ранние стадии развития Черного моря по сейсмическим данным // Геотектоника. — 2000. — № 1. — С. 46—60.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. — Москва: Наука, 1964. — 487 с.
- Козленко М. В., Козленко Ю. В., Лысыничук Д. В. Глубинное строение земной коры западной части Черного моря по результатам комплексной переинтерпретации геофизических данных по профилю ГСЗ 25 // Геофиз. журн. — 2009. — 31, № 6. — С. 77—91.
- Кутас Р. И. Анализ термомеханических моделей эволюции Черноморского бассейна // Геофиз. журн. — 2003. — 25, № 2. — С. 36—47.
- Кутас Р. И. Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления // Геофиз. журн. — 32, № 6. — 2010. — С. 135—158.
- Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и геотермическая модель земной коры. — Киев: Наук. думка, 1978. — 148 с.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Изучение теплового потока в Крыму // Геофиз. сб. АН УССР. — 1975. — Вып. 67. — С. 75—79.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. — Киев: Наук. думка, 1971. — 140 с.
- Кутас Р. И., Цвященко В. А. Трехмерная геотермическая модель и некоторые особенности геологического развития Равнинного Крыма // Геофиз. журн. — 1986. — 8, № 3. — С. 58—67.
- Кутас Р. И., Коболев В. П., Цвященко В. А., Бевзюк М. И., Кравчук О. П. Геотермическая модель Черноморской впадины // Геофиз. журн. — 1997. — 19, № 6. — С. 70—83.
- Кутас Р. И., Бевзюк М. И., Михайлик С. Ф. Методика и результаты определения тепловых потоков на Украинском щите и его склонах // Геофиз. журн. — 1981. — 8, № 1. — С. 22—29.
- Кутас Р. И., Корчагин И. М., Цвященко О. В., Зубаль С. Д. Технологія моделювання теплового поля в складних однорідних та неоднорідних середовищах: програмне забезпечення, методичні принципи, практичні результати // Геоінформатика. — 2003. — № 2. — С. 35—45.
- Кутас Р. И., Кравчук О. П., Бевзюк М. И., Стахова Л. И. Результаты геотермических исследований в северной части Черного моря // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 4. — С. 49—65.
- Кутас Р. И., Цвященко В. А., Корчагин И. Н. Моделирование теплового поля континентальной литосферы. — Киев: Наук. думка, 1989. — 192 с.
- Смирнов Я. Б. Тепловое поле территории СССР: пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000. — Москва: ГУГК, 1980. — 150 с.

- Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря /* Ред. В. В. Белоусов, Б. С. Вольвовский. — Москва: Наука, 1989. — 208 с.
- Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М.* Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. — Москва: Недра, 1985. — 215 с.
- Cermak V., Bodri L., Rybach L., Buntebarth G.* Relationship between seismic velocity and heat production: comparison of two sets of data and test of validity // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1990. — **99**. — P. 48—57.
- Chapman D. S., Furlong K. P.* Thermal state of the continental lower crust // *Continental lower crust /* Eds. D. M. Fountain, R. Aculus, R. W. Kay. — Amsterdam, London: Elsevier, 1992. — P. 179—199.
- Finetti I., Bricci G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z.* Geophysical study of the Black Sea area // *Bull. Geof. Teor. Appl.* — 1988. — XXX (117—118). — P. 197—324.
- Fountain D. M.* Is there a relationship between seismic velocity and heat production for crustal rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1986. — **79**. — P. 145—150.
- Golmshtok A. Yu., Zonenshain L. P., Terekhov A. A., Shainurov R. V.* Age, thermal evolution and history of the Black Sea Basin based on heat flow and multichannel reflection data // *Tectonophysics.* — 1992. — **210**. — P. 273—293.
- Kutas R.* Heat flow, radiogenic heat and crustal thickness in south-west USSR // *Tectonophysics.* — 1984. — **103**. — P. 167—174.
- Rybach L., Buntebarth G.* Relationship between the petrophysical properties, density, seismic velocity, heat generation and mineralogical constitution // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1982. — **57**. — P. 367—376.
- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Rusakov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pchelerov V., Sava C.* Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin // *Tectonophysics.* — 2004. — **381**. — P. 211—233.