

Тепловой поток и геотермические модели земной коры Украинских Карпат

© Р. И. Кутас, 2014

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 16 мая 2014 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

У межах українського сектора Східних Карпат і прилегло до них краю Східноєвропейської платформи теплові потоки змінюються від 35 до 130 мВт/м². На підставі геолого-геофізичного аналізу та математичного моделювання теплового поля показано, що основні закономірності в розподілі теплового потоку контролюються регіональною тектонічною зональністю, що сформувалася в процесі геологічного розвитку регіону. Низькі значення теплового потоку відповідають структурам, земна кора яких сформувалася в докембрії і ранньому палеозої (схил докембрійської платформи та значні частини Передкарпатського прогину і Зовнішніх (Флішових) Карпат). Варіації теплового потоку в Складчастих Карпатах можуть бути зумовлені латеральними змінами теплогенерації або теплопровідності в осадовому шарі. Високі теплові потоки в Паннонському басейні асоціюються з особливостями тектонічної еволюції літосфери та земної кори на альпійському етапі і магматичною активністю. Підвищення теплового потоку пов'язане з розтяганням земної кори і підняттям астеносфери.

Ключевые слова: Карпати, температура, тепловий потік, геотермічна модель, земна кора.

Введение. Современный тектонический и геоморфологический облик Карпатского региона сформировался в неогене, но в его структуре выделяются многочисленные тектонические элементы разного возраста и происхождения, свидетельствующие о длительной и многофазной истории развития. Имеющиеся геолого-геофизические материалы позволяют увязывать его заложение на континентальной окраине Евразийской плиты в конце протерозоя [Глушко, 1968; Хаин, 1984; Литосфера ..., 1994; Карпатська ..., 2004]. Альпийский этап геологической истории Карпат начался в конце триаса с деструкции континентальной коры и образования океанических бассейнов. К концу раннего мела режим растяжения сменился сжатием, закрытием океанических бассейнов и образованием покровно-складчатого сооружения на юго-западной окраине Евразийской плиты и Паннонского бассейна во внутрикарпатской области. Активное развитие этого региона продолжается и в настоящее время. Общие черты его истории изложены в многочисленных публикациях, однако многие проблемы альпийской и доальпийской истории региона, касающиеся природы и характера геодинамических процессов, магматизма, возраста фундамента, структуры земной коры, тепловой истории, не имеют еще однозначного решения.

Длительное развитие рассматриваемого региона, повторяющиеся многократно тектонические активизации, большое разнообразие геодинамических проявлений, значительная неоднородность литосферы и ее коренная перестройка в процессе эволюции несомненно сопровождалась изменением теплового режима. Многофазные усиления геотермической активности подтверждаются наличием в земной коре продуктов разновозрастной магматической и гидротермальной деятельности [Ляшкевич и др., 1995]. Значительная дифференциация теплового поля характерна для Карпатского региона и в настоящее время. Плотность теплового потока изменяется здесь от 35 до 130 мВт/м².

В данной работе анализируются современные геотермические условия Восточных Карпат в пределах Украины с учетом особенностей их строения и эволюции. Такому анализу способствуют появление новых сейсмических данных о глубинном строении земной коры, переинтерпретация имеющихся материалов на основе более совершенных технологий обработки и интерпретации геофизических данных, привлечение к анализу геолого-геофизической информации современных тектонических концепций [Royden, 1998; Sandulescu, 1998; Крупський, 2001; Konečný et al., 2002; Карпатська ..., 2004; Гнилко, 2011]. Главное внимание

уделено анализу региональных особенностей теплового поля, связанных с глубинными тектономагматическими процессами. Выполнить детальный анализ локальных аномалий теплового поля, обусловленных строением земной коры и изменяющимися условиями теплопереноса, не позволяет имеющаяся редкая и неравномерная сеть скважинных геотермических измерений. Для анализа использованы как собственные геотермические наблюдения автора, так и многочисленные опубликованные работы [Кутас, Гордиенко, 1971; Кутас и др., 1975; Кутас, 1978; Кутас, Бевзюк, 1979; Geothermal ..., 1992; Horváth, 1993; Majcin, 1993; Cermak, Bodri, 1998; Осадчий та ін., 1999; Lenkey et al., 2002; Majorowicz et al., 2003 и др.].

Краткая геолого-геофизическая характеристика. Современное тектоническое районирование Карпат отражает особенности их кайнозойской истории развития. Украинские Карпаты являются частью восточного сегмента Карпат. В их структуре выделяют Внешние (Флишевые) Карпаты, Закарпатский прогиб, локальные фрагменты Паннонского бассейна, Предкарпатский прогиб (рис. 1). На востоке Карпатский регион обрамляют структуры докембрийской Восточно-Европейской и палеозойской Западно-Европейской платформ. По структурно-фациальным и историко-геологическим особенностям развития в составе этих крупных тектонических единиц выделяют блоки, зоны, подзоны [Глушко, 1968, 1994; Международная ..., 1981; Хаин, 1984; Тектоническая ..., 1986; Крупський, 2001; Карпатська ..., 2004; Павлюк, Медведєв, 2004; Тектонічна ..., 2007; Гнилко, 2011].

Внешние Карпаты имеют покровно-складчатое строение. Они сложены меловыми, палеогеновыми и нижнемиоценовыми флишевыми комплексами общей мощностью до 8—10 км. В их структуре выделяют серию надвигов северо-восточной vergence, образующих аккреционную призму. Формирование призмы началось в конце олигоцена и закончилось в сармате. Аллохтон Флишевых Карпат представлен многочисленными сорванными складками, чешуями, скибами, которые объединяются в разномасштабные покровы. С учетом этих тектонических преобразований и зонального седиментогенеза здесь выделяют несколько тектонических зон и серию подзон (покровов регионального плана), количество которых различно в разных транскарпатских сечениях. Общая мощность осадочной толщи аллохтона и автохтона во Флишевых Карпатах

по сейсмическим данным достигает 18—26 км [Заяц, 1980, Литосфера ..., 1988; 1994; Starostenko et al., 2013; Заяць, 2013]. Предполагается, что большая часть Флишевых Карпат сформировалась на платформенном основании и флишевые комплексы залегают непосредственно на платформенных осадках.

Закарпатский прогиб располагается между Паннонской депрессией и Внешними Карпатами. Он состоит из трех впадин: Восточно-Словацкой, Мукачевской и Солотвинской. Прогиб начал формироваться в конце олигоцена как преддуговой бассейн на гетерогенном основании, представленном палеозойскими, мезозойскими и палеогеновыми образованиями. Прогиб выполнен неогеновыми молассовыми отложениями, мощность которых изменяется от сотен метров до 3500 м.

Паннонский бассейн сформировался на погруженном основании Внутренних Карпат в неогене. Образование бассейна сопровождалось магматической деятельностью, утонением земной коры и накоплением неогеновых осадков, мощность которых на некоторых участках достигает 6000—7000 м.

Предкарпатский прогиб сформировался на различных структурах доальпийской Европы в миоцене—плейстоцене. С учетом различий в возрасте, истории развития, строении, составе донеогенового фундамента и заполняющих осадков в прогибе выделяют три зоны: Бориславско-Покутскую, Самборскую и Бильче-Волицкую. Юго-западная, прилегающая к Складчатым Карпатам Бориславско-Покутская зона заложилась на флишевом основании. Она сложена нижнемиоценовой молассой и перекрыта надвигом Флишевых Карпат. Ее строение определяется структурой фундамента и его постепенным погружением в юго-западном направлении.

Центральная Самборская зона также имеет покровное строение. Она состоит из отложений нижнего и среднего миоцена. От Бориславско-Покутской зоны отличается синклинальной структурой и отсутствием мелового и палеогенового флиша.

Внешняя Бильче-Волицкая зона выполнена отложениями среднего и верхнего миоцена, залегающими на разновозрастном (позднепротерозойском, палеозойском) основании, разбитом системой продольных и поперечных разломов на блоки. Разломы имеют древние заложения и неоднократно активизировались. Их активизация в неогене предопределила структуру Предкарпатского прогиба, палеозойско-



Рис. 1. Схема тектонического районирования Украинских Карпат и положение сейсмических профилей, вдоль которых построены геотермические модели земной коры: 1 — границы тектонических зон; 2 — основные разломы (цифры на карте: 1 — Рава-Русский, 2 — Калушский, 3 — Городокский, 4 — Краковецкий, 5 — Предкарпатский, 6 — Ужоцкий, 7 — Черноголовский, 8 — Закарпатский); 3 — линия надвига Складчатых Карпат, 4 — положение геотермических профилей; тектоническое районирование: I — склон Восточно-Европейской платформы (Львовский палеозойский прогиб); Ia — Внутренняя (Росточская) зона Львовского палеозойского прогиба; II — Западно-Европейская (палеозойская) платформа (Рава-Русская зона); зоны Предкарпатского прогиба [Тектонічна..., 2007]: IIIa — Бильче-Волицкая, IIIб — Самборская, IIIв — Бориславско-Покутская; зоны Складчатых Карпат: IV — Скибовая, V — Кросно, VI — Дуклянская, VII — Черногорская, VIII — Поркулецкая, IX — Магурская, X — Раховская, XI — Мармарошских утесов, XII — Пьенинских утесов; XIII — Вигорлат-Гутинская вулканическая гряда, XIV — Закарпатский прогиб, XV — Мармарошский массив; XVI — Паннонский бассейн.

мезозойское основание которого по системе сбросов постепенно погружалось под моласовые образования.

Палеозойские и мезо-кайнозойские геодинамические процессы в Карпатах затронули

также прилегающие структуры Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ. Эти процессы проявились в активизации старых и образовании новых разломных зон, раздробленности земной коры, формировании си-

стемы надвигов и глубоких осадочных бассейнов — Львовского палеозойского, Стрыйского юрского, Львовско-Люблинского мелового.

Поле тепловых потоков. Измерения температуры в глубоких скважинах и определения теплового потока проводились во всех крупных тектонических единицах Карпатского региона. Однако имеющийся материал очень неоднороден. Во-первых, пункты определения теплового потока распределены неравномерно. В некоторых достаточно крупных и сложнопостроенных тектонических зонах имеются лишь единичные определения. Вместе с тем на достаточно большом количестве локальных структур, главным образом нефтяных и газовых месторождениях, выполнены детальные геотермические исследования. Такое положение с распределением пунктов измерения объясняется зависимостью геотермических исследований от стратегии и объемов бурения. Во-вторых, экспериментальные данные о плотности теплового потока имеют разные точность и надежность, поскольку для определений использовались результаты измерения температур разными термометрами в скважинах различной глубинности и разной степени готовности для проведения высокоточных геотермических измерений.

Заключения о региональных особенностях поля могут быть сделаны только на основе статистической обработки данных в рамках однородных тектонических элементов. По результатам такой обработки можно сделать вывод, что точность определения теплового потока в глубоких скважинах составляет 5—10%. В скважинах глубиной свыше 1000 м существенно уменьшается влияние поверхностных факторов — рельефа, изменений климата, инфильтрации вод, эрозии и др. В мелких скважинах надежность измерения температуры и определения тепловых потоков, естественно, уменьшается.

Современные геотермические условия Карпатского региона характеризуются большим разнообразием. Геотермические градиенты и тепловые потоки изменяются в 2—3 раза, а разница температур на одних и тех же глубинах достигает 40—45 °С. В региональном плане распределение геотермических параметров согласуется с тектоническим районированием, однако особенности строения и развития земной коры отдельных тектоноструктурных элементов нередко нарушают эти закономерности, образуя сеть зональных и локальных аномалий. Главная особенность теплового по-

ля Карпатского региона — его постепенное усложнение и повышение тепловых потоков от древней платформы к Альпийскому складчатому поясу — от внешних зон к Паннонскому бассейну. Схемы распределения температур на глубине 3000 м и теплового потока представлены на рис. 2, 3.

Температура на глубине 1000 м изменяется от 25—30 °С на склоне Восточно-Европейской платформы и большей части Предкарпатского прогиба до 65—70 °С в Закарпатском прогибе, соответственно на глубине 2000 м — от 40—50 до 95—105 °С, на глубине 3000 м — от 65—70 до 145—155 °С. На всех глубинных уровнях сохраняются практически одни и те же закономерности. Низкий уровень охватывает край древней платформы, Предкарпатский прогиб и северо-восточную часть Флишевых Карпат, включая значительную часть зоны Кросно. Следует отметить, что в перекрытой надвигом Карпат части Предкарпатского прогиба и Внешних Складчатых Карпатах существует сеть сверхглубоких параметрических скважин (Борыня, Ломна, Шевченково, Мизунь, Межгорье, Луги, Сергии и др.). В них на глубинах свыше 3000 м средний геотермический градиент сохраняет довольно стабильные значения (23—26 °С/км). При этом соблюдается тенденция к повышению градиента с юго-востока на северо-запад и с северо-востока на юго-запад. Аномалия повышенных температур выделяется в юго-западной внутренней части Львовского палеозойского прогиба (Росточская зона) и северо-западной части Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба. Аномалия продолжается в северо-западном направлении за пределами территории Украины в Люблинской впадине. Заметное повышение температур в Карпатах наблюдается к юго-западу от Ужоцкого разлома. Область высоких температур охватывает Закарпатский прогиб, Паннонский бассейн и зоны неовулканической активности.

Примерно такие же закономерности наблюдаются в распределении тепловых потоков. В прилегающих к Карпатам краевых зонах Восточно-Европейской платформы преобладают низкие значения тепловых потоков (38—50 мВт/м²). На этом фоне выделяется повышенными значениями (50—70 мВт/м²) внутренняя зона Львовского палеозойского прогиба. Аномалия продолжается вдоль края древней платформы в северо-западном направлении в Люблинской впадине.

Тепловое поле Предкарпатского прогиба неоднородно. Тепловые потоки изменяются

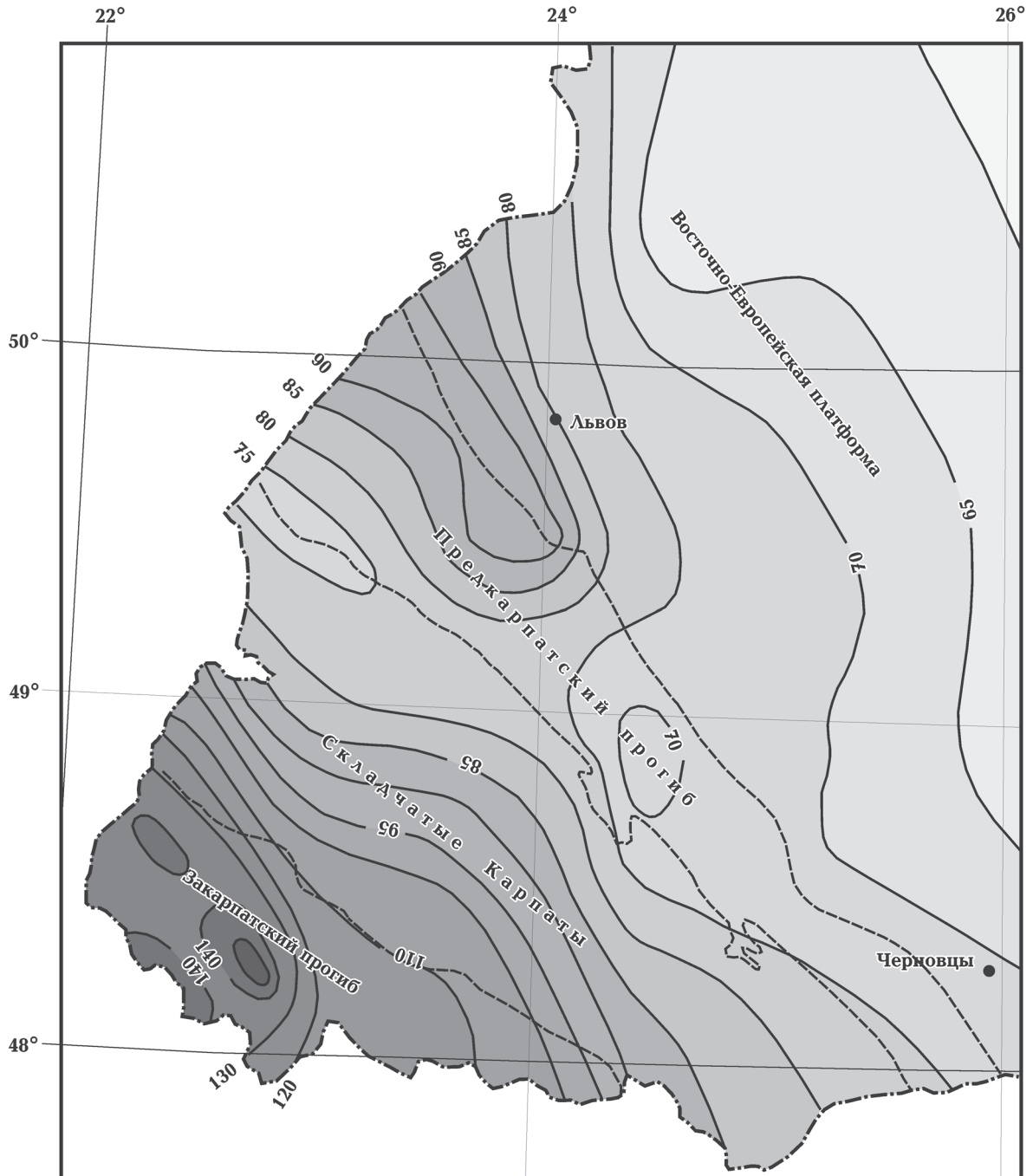


Рис. 2. Схема распределения температур (°C) на глубине 3000 м в украинском секторе Восточных Карпат. Штриховые линии — границы тектонических зон.

от 30 до 70 мВт/м². На большей части прогиба преобладают низкие значения (40—55 мВт/м²), но при этом сохраняются некоторые различия в распределении геотермических параметров между главными тектоническими зонами прогиба. Повышенными тепловыми потоками и большей дифференциацией поля характеризуется Бильче-Волицкая зона. Аномалия высоких тепловых потоков, достигающих на от-

дельных структурах 60—70 мВт/м², выделяется в северо-западной части между Городокским и Краковецким разломами по линии Бильче—Волиця—Яворов. Повышение тепловых потоков до 50—55 мВт/м² наблюдается также в юго-восточной части зоны. В центральной части, перекрытой Стебницким надвигом, тепловые потоки уменьшаются до 35—45 мВт/м². Относительно небольшое понижение тепловых по-

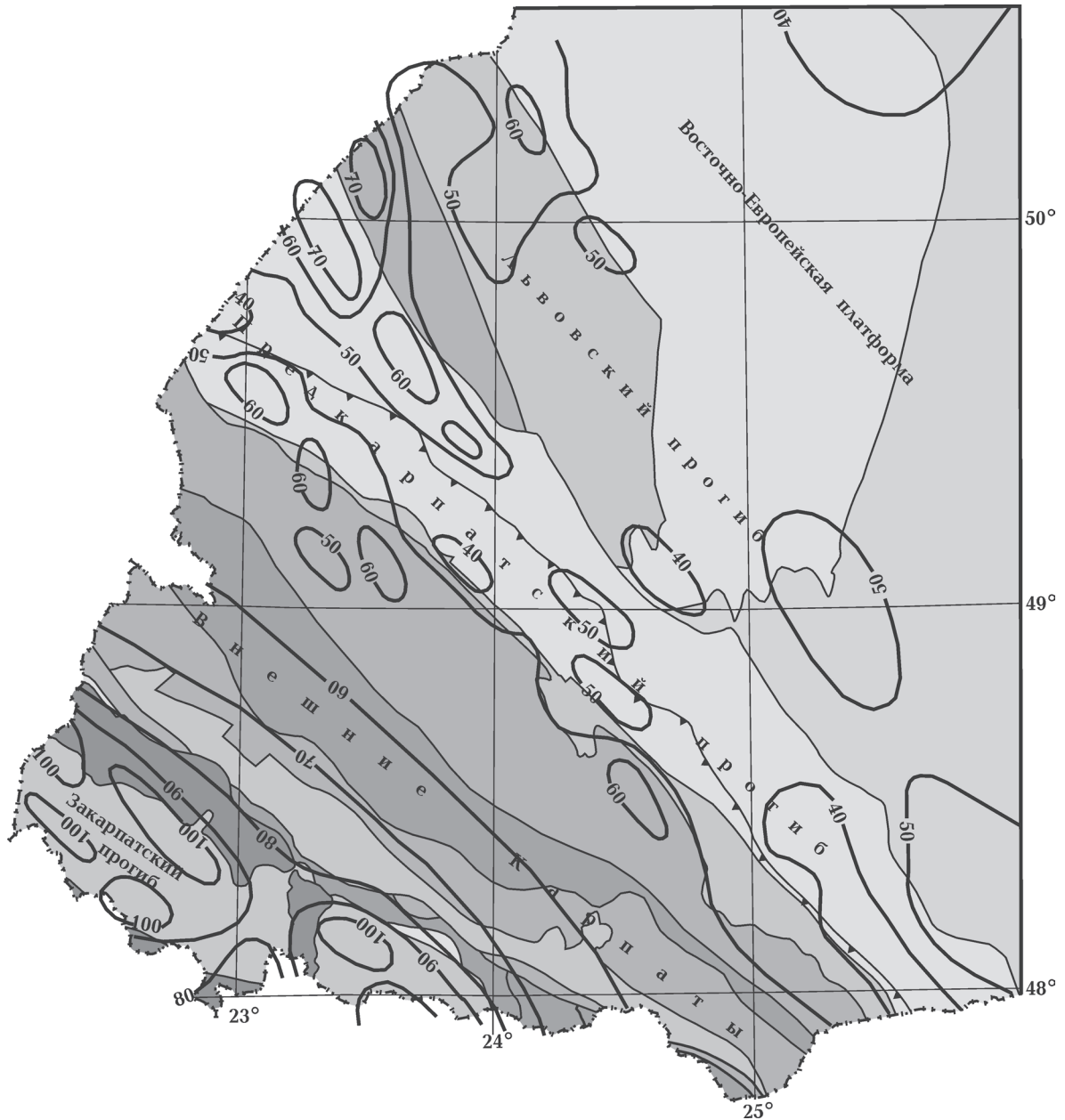


Рис. 3. Схема распределения тепловых потоков ($\text{мВт}/\text{м}^2$) в украинском секторе Восточных Карпат.

токов (на $3\text{--}5 \text{ мВт}/\text{м}^2$) отмечается во впадинах Крукивской, Богородчанской, Косовской. Локальными аномалиями повышенных значений (на $3\text{--}8 \text{ мВт}/\text{м}^2$) выделяются газовые месторождения. В погруженной Самборской зоне прогиба тепловые потоки уменьшаются до $35\text{--}42 \text{ мВт}/\text{м}^2$, а в Бориславско-Покутской — повышаются до $40\text{--}55 \text{ мВт}/\text{м}^2$. На отдельных структурах в сводах складок и над нефтяными месторождениями они достигают $60\text{--}65 \text{ мВт}/\text{м}^2$. Тепловое поле здесь более дифференцировано. Характерная особенность теплового режима этой зоны — значительные колебания гео-

термического градиента с глубиной, а также их несоответствие в одних и тех же стратиграфических горизонтах аллохтона и автохтона.

В Складчатых Карпатах геотермические исследования проводились в одиночных скважинах, распределенных по площади неравномерно, но имеющийся материал позволяет выявить здесь определенные закономерности, в первую очередь существенные различия во внешних и внутренних зонах Флишевых Карпат.

Во Флишевых Карпатах тепловые потоки изменяются от 46 до $70 \text{ мВт}/\text{м}^2$. Они увеличиваются в направлении Закарпатского прогиба и

Паннонского бассейна. Однако деление Внешних Карпат на зоны не имеет четкого выражения в теплом поле. В зонах Скибовой и Кросно сохраняются примерно такие же геотермические условия, как и в Бориславско-Покутской зоне прогиба. Тепловые потоки составляют 50—65 мВт/м². Они повышаются в краевых зонах надвигов и над сводами складок. Заметно увеличение тепловых потоков южнее Ужоцкого разлома. Эта закономерность наблюдается только перед Закарпатским прогибом. В Западных Карпатах (за пределами Закарпатского прогиба) в направлении к массивам Внутренних Карпат не отмечается существенного повышения теплового потока.

В Паннонском бассейне, во впадинах Закарпатского прогиба (особенно Восточно-Словацкой и Мукачевской), в других депрессиях внутрикарпатской области тепловые потоки увеличиваются до 70—130 мВт/м². Фоновый уровень составляет 90 мВт/м². Значения, превышающие 100 мВт/м², образуют относительно ограниченные аномалии. Аномалии высоких тепловых потоков протягиваются вдоль центральной части Закарпатского прогиба и Береговского холмогорья.

Высокими тепловыми потоками выделяются области проявления неоген-плиоценового магматизма. При этом области миоценового среднего и кислого известково-щелочного вулканизма характеризуются более высокой геотермической активностью (90—130 мВт/м²) по сравнению с позднемиоценовыми и плиоценовыми проявлениями андезитового (75—100 мВт/м²).

Интерпретация теплового поля и геотермические модели земной коры. Тепловое поле литосферы определяется ее энергетическим балансом и условиями переноса тепла. Энергетический баланс формируется за счет ее внутренних источников тепла и тепла, поступающего из недр Земли к нижней границе литосферы. Главный источник тепловой энергии внутри литосферы — распад долгоживущих радиоактивных элементов, сосредоточенных в основном в верхней части земной коры (в осадочном и гранитном слоях). Мантийную составляющую формируют многие энергетические процессы в недрах Земли, включая и первичное тепло ее образования. Их природа, как и механизм теплопередачи, очевидно, изменяются по мере эволюции недр, а также с глубиной.

Перенос тепла в жесткой литосфере осуществляется преимущественно за счет моле-

кулярной теплопроводности горных пород, некоторую роль играет движение вещества, главным образом, в виде потоков флюидов и газов. Однако на определенных этапах геологической эволюции энергетический баланс литосферы существенно нарушается в связи с активизацией геодинамических процессов деструктивного типа, сопровождающихся изменением условий теплопередачи, включением более мощных механизмов теплопереноса и крупномасштабными перемещениями глубинного вещества в виде конвективных потоков, плюмов, диапиров. Указанное приводит к разрушению литосферы, образованию в ней очагов плавления и мощных потоков высокотермальных флюидов, поднятию астеносферы, усилению магматической, тектонической и геотермической активности. После прекращения геодинамических активных процессов наступает период стабилизации теплового режима, который продолжается сотни миллионов лет (200—300 млн лет). Со временем уровень тепловых потоков на этом этапе постепенно снижается, а тепловое поле характеризуется изменчивостью. Как показывает анализ экспериментальных данных, в современном тепловом поле еще могут сохраняться возмущения, обусловленные средне- и позднепалеозойскими активными процессами [Кутас, 1978; Sclater et al., 1980; Кутас и др., 1989 и др.]. Конвергентные процессы также сопровождаются изменением структуры литосферы и ее теплового режима. Наиболее значительные возмущения создаются субдукционными явлениями, формированием надсубдукционных рифтов, вулканической и гидротермальной деятельностью.

На глобальные закономерности теплового режима литосферы, обусловленные ее эволюцией, накладываются региональные и локальные возмущения, связанные как с особенностями теплопереноса и распределения источников тепла разной природы, так и с условиями геотермических изменений в конкретном регионе, в частности с условиями теплообмена на поверхности, которые зависят от рельефа, изменений климата, накопления осадков, эрозии и т. п. Все эти факторы в Карпатском регионе проявляются достаточно существенно. Однако их влияние уменьшается с глубиной и на глубинах свыше 1000 м практически приближаются к нулю. Многие из перечисленных процессов доступны для непосредственного изучения и учитываются путем внесения поправок в наблюдаемые значения теплового потока. Наши построения базируются, главным образом, на

результатах измерений в глубоких скважинах, также широко использовался метод поправок при обработке экспериментальных данных [Кутас, 1964, 1965, 1978, 1993; Кутас та ін., 1967; Кутас и др., 1971, 1989; Литосфера..., 1993 и др.].

При интерпретации неоднородностей теплового поля и построении геотермических моделей должны быть учтены источники тепла разной природы и изменения механизма теплопереноса во времени и по глубине. В первую очередь должны быть выделены стационарная (вернее квазистационарная) составляющая поля, создаваемого фоновым глобальным тепловым потоком в неоднородной литосфере, и нестационарные аномалии, обусловленные геодинамическими процессами.

Влияние на тепловое поле неоднородного строения земной коры определялось из решения стационарного уравнения теплопроводности при известных структуре земной коры и распределении в ней радиогенных источников тепла и теплофизических параметров среды. Модель структуры коры строилась на основе геолого-геофизических данных. Наиболее полная информация о строении и свойствах коры получена вдоль профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Неоднородная структура земной коры аппроксимировалась слоисто-блоковой моделью, в которой латеральные вариации параметров среды и состава пород представлены отдельными блоками, а их изменение с глубиной в пределах блоков — набором слоев с их постоянными средними значениями (или изменяющимися по известному закону) [Кутас и др., 1989; Кутас та ін., 2003]. На нижней границе модели задавался тепловой поток, величина которого рассчитывалась по распределению радиогенных источников тепла и оптимизировалась по измеренному в приповерхностном слое значению теплового потока. За региональный уровень стационарного мантийного теплового потока принималось также его среднее значение на докембрийской платформе (20 ± 2 мВт/м²) [Кутас та ін., 2003]. Такие модели вдоль нескольких профилей, пересекающих Восточные Карпаты, представлены на рис. 4—7, а данные о теплопроводности и радиогенной теплогенерации горных пород основных слоев и литостратиграфических комплексов земной коры приведены в таблице.

Генерация радиогенного тепла в верхней части земной коры определена по усредненным данным о радиоактивности горных пород [Кутас, 1978; Кутас и др., 1989]. В Карпатском регионе в терригенных кайнозойских отло-

жениях радиогенная теплогенерация (Q) изменяется от 0,6 до 2,0 мкВт/м³, в карбонатных отложениях составляет 0,4—1,0 мкВт/м³. Максимальными значениями Q (1,2—1,8 мкВт/м³) характеризуются менилитовые отложения. Генерация тепла в метаморфизованных осадочно-вулканогенных образованиях фундамента составляет 0,9—1,3 мкВт/м³, в слоях кристаллической земной коры она определена по результатам обобщения большого экспериментального материала, а также с использованием корреляционных зависимостей между Q и скоростью распространения сейсмических волн (V_p) [Кутас, 1978; Rybach, Buntebarth, 1982; Kutas, 1984; Cermak et al., 1990; Rybach, 1996].

В Карпатском регионе выполнен большой объем экспериментальных измерений теплофизических параметров осадочных пород. Их теплопроводность — 1,3—3,0 Вт/(м·К) и более [Кутас, Гордиенко, 1971; Кутас и др., 1989; Грицик та ін., 2007 и др.]. Значительные вариации теплопроводности (от 1,6 до 3,2 Вт/(м·К)) характерны для флишевых отложений, представленных переслаиванием алевролитов, аргиллитов, песчаников. Флиш разных зон, возраста, глубинности существенно различен. Пониженной средней теплопроводностью характеризуется менилитовая серия, повышенной — стрыйская. Средняя теплопроводность кристаллических пород принята равной 2,4—2,8 Вт/(м·К) для кислых и средних пород и 2,2—2,4 Вт/(м·К) — для основных.

Интерпретация нестационарных аномалий базируется на предположении, что они имеют геодинамическую природу и связаны с поднятием нагретого глубинного вещества (конвекция, адвекция, диапиризм). Интенсивность аномалии и время ее стабилизации не зависят от механизма поднятия глубинного вещества. Определяющими параметрами являются высота подъема нагретого вещества и его температура, максимальное повышение которой ограничивается солидусными значениями [Кутас, 1978; Кутас и др., 1989]. Распределение температур и тепловых потоков в этом случае находится на основе решения нестационарного уравнения теплопроводности. В итерационном режиме подбирается такое распределение начальных температур в литосфере, которое наилучшим образом согласуется с современным распределением измеренных в приповерхностном слое тепловых потоков. Окончательное распределение температур находится в виде суммы стационарных и нестационарных температур.

Теплопроводность (I , Вт/(м·К)) и генерация радиогенного тепла (Q , мкВт/м³) в осадочных отложениях Украинских Карпат

Стратиграфическая принадлежность	Предкарпатский прогиб (Бильче-Волицкая и Самборская зоны)			Складчатые Карпаты и Бориславско-Покутская зона			Закарпатский прогиб					
	Литология	λ	$\lambda_{\text{ср}}$	$Q_{\text{ср}}$	Литология	λ	$\lambda_{\text{ср}}$	$Q_{\text{ср}}$	Литология	λ	$\lambda_{\text{ср}}$	$Q_{\text{ср}}$
Плиоцен	Отложения отсутствуют											
	Глины	1,3—1,7			Отложения отсутствуют							
Миоцен	Аргиллиты	1,7—2,3	1,65±0,2	1,2±0,2	Глины	1,4—1,8			Глины	1,3—1,7		
	Алевролиты	1,8—2,5			Песчаники	2,0—2,4	1,8±0,2	1,3±0,2	Алевролиты	1,7—2,0	1,7±0,2	1,2±0,2
	Песчаники	2,2—3,2			Алевролиты	1,7—2,2			Песчаники	1,9—2,8		
					Соль	3,5—4,2			Туфы	1,25—2,2		
Олигоцен	Отложения отсутствуют											
Эоцен	»											
					Флиш	1,8—2,8	2,2±0,2	1,4±0,2	Глины	1,4—1,8		
Палеоцен	»											
						1,8—2,5	2,3±0,2	1,3±0,3	Аргиллиты	1,7—2,2	1,9±0,3	1,1±0,2
Мел	»											
						2,2—3,2	2,4±0,2	1,4±0,2	Песчаники	2,0—2,8		
	Песчаники	2,2—2,9	2,4±0,3	1,1±0,2	»	2,2—3,3	2,5±0,2	—	Аргиллиты	1,6—2,6		
Мезозой	Известняки	2,0—2,6							Песчаники	2,0—2,8	2,3±0,2	1,0±0,2
	Алевролиты	1,8—2,7			»				Известняки	2,0—3,0		
			2,4	1,1							2,4	1,1

Современные геотермические модели земной коры и верхней мантии построены вдоль четырех транскарпатских профилей, пересекающих Восточные Карпаты в центральной, северо-западной и юго-восточной частях. На всех сечениях сохраняется общая тектоническая зональность, обусловленная надвиговой структурой осадочной толщи, хотя прослеживаются и некоторые различия как в строении и эволюции земной коры, так и в характере теплового поля. Модели построены вдоль сейсмических профилей. Сейсмические данные, дополненные материалами геологических исследований и бурения, являются наиболее надежной исходной информацией для воссоздания структуры земной коры, выделения в ее разрезе структурно-стратиграфических комплексов и блоков, оценки физических параметров горных пород, построения геодинамической схемы развития. В Карпатском регионе создана сеть сейсмических профилей, на которых проводились исследования методами отраженных волн (МОВ) и общей глубинной точки (ОГТ), а также серия региональных секущих профилей, исследованных методом КМПВ—ГСЗ с целью картирования фундамента [Заяць, 2013]. На них отсутствуют детальные скоростные характеристики земной коры, но выделяется несколько сейсмических горизонтов, соответствующих определенным геологическим границам. На всех профилях прослеживаются погружение докембрийского фундамента и увеличение мощности осадочного слоя в юго-западном направлении (под Складчатые Карпаты). Осевая зона максимального погружения протягивается с северо-запада на юго-восток через населенные пункты Добромиль—Сколе—Долина—Верховина. Глубины погружения постепенно уменьшаются в том же направлении от 20 до 9 км. Наиболее детально изучена земная кора центральной части Восточных Карпат, которую пересекают два профиля ГСЗ: геотраверс II DOBRE-3, или PAN-SAKE (сокращения от главных тектонических элементов: Pannonian — Carpathians — Craton Europe). Полевые работы по геотраверсу II выполнялись еще в конце 1960-х годов. Их результаты неоднократно переинтерпретировались. Построены комплексные геофизические модели, включая и геотермические [Литосфера..., 1988, 1993; Кутас и др., 1989 и др.].

Исследования по профилю DOBRE-3 проводились в 2008 г. Применение более современных технологий и методик при выполнении полевого эксперимента и обработке данных позволили увеличить объем информации о

строении земной коры и ее скоростном разрезе. В частности, установлены более детальная слоисто-надвиговая структура осадочной толщи, значительные вариации внутреннего строения кристаллической коры и топографии раздела Мохо, скоростные неоднородности коры и верхней мантии [Starosteniko et al., 2013].

Профиль DOBRE-3 проходит с северо-востока на юго-запад через населенные пункты Ривно—Броды—Стрый—Сколе—Мукачево и, в соответствии с принятым тектоническим районированием Карпатского региона и прилегающих территорий [Тектоническая..., 1986; Тектонічна..., 2007 и др.] (см. рис. 1), пересекает тектонические элементы юго-западного склона Восточно-Европейской платформы (склон Украинского щита (УЩ), Волыно-Подольскую плиту, Львовский палеозойский прогиб) (интервал 650—350 км), Предкарпатский прогиб (340—295 км), Внешние Восточные (Флишевые) Карпаты (295—200 км), Закарпатский прогиб (200—163 км), Паннонский бассейн (инт. 163—0 км) (рис. 4). С учетом строения и эволюции земной коры, ее скоростного разреза, формирования осадочной толщи, распределения тепловых потоков в пределах профиля можно выделить три сектора, разделенных сутурными зонами продолжительного развития — Тейсейра—Торнквиста и Пьенинских утесов.

Северо-восточный сектор представлен структурами Восточно-Европейской платформы: Волыно-Подольской моноклиналию, Львовским палеозойским и Предкарпатским неогеновым прогибами. Кора имеет мощность 42—48 км, состоит из слоя разновозрастных осадков и трех слоев кристаллических пород.

Толщина осадочного слоя увеличивается в юго-западном направлении от 0,4—0,5 км на склоне УЩ до 5—6 км во Львовском палеозойском прогибе. Осадки представлены отложениями рифея, палеозоя, мезозоя. В Предкарпатском прогибе платформенные отложения мезозоя перекрыты молассовой толщей неогена. Скорость распространения упругих колебаний в кайнозойских отложениях составляет 3,4—4,1 км/с. Максимальная скорость в палеозойских породах достигает 5,15—5,28 км/с. Генерация радиогенного тепла в осадках изменяется от 0,7 до 1,5 мкВт/м³, среднее значение — 1,2 мкВт/м³. Их теплопроводность варьирует в пределах 1,3 (неогеновые глины) — 2,8 (песчаники мезозоя) Вт/(м·К).

Кристаллическая кора Восточно-Европейской платформы имеет типичное для кратонов трехслойное строение.

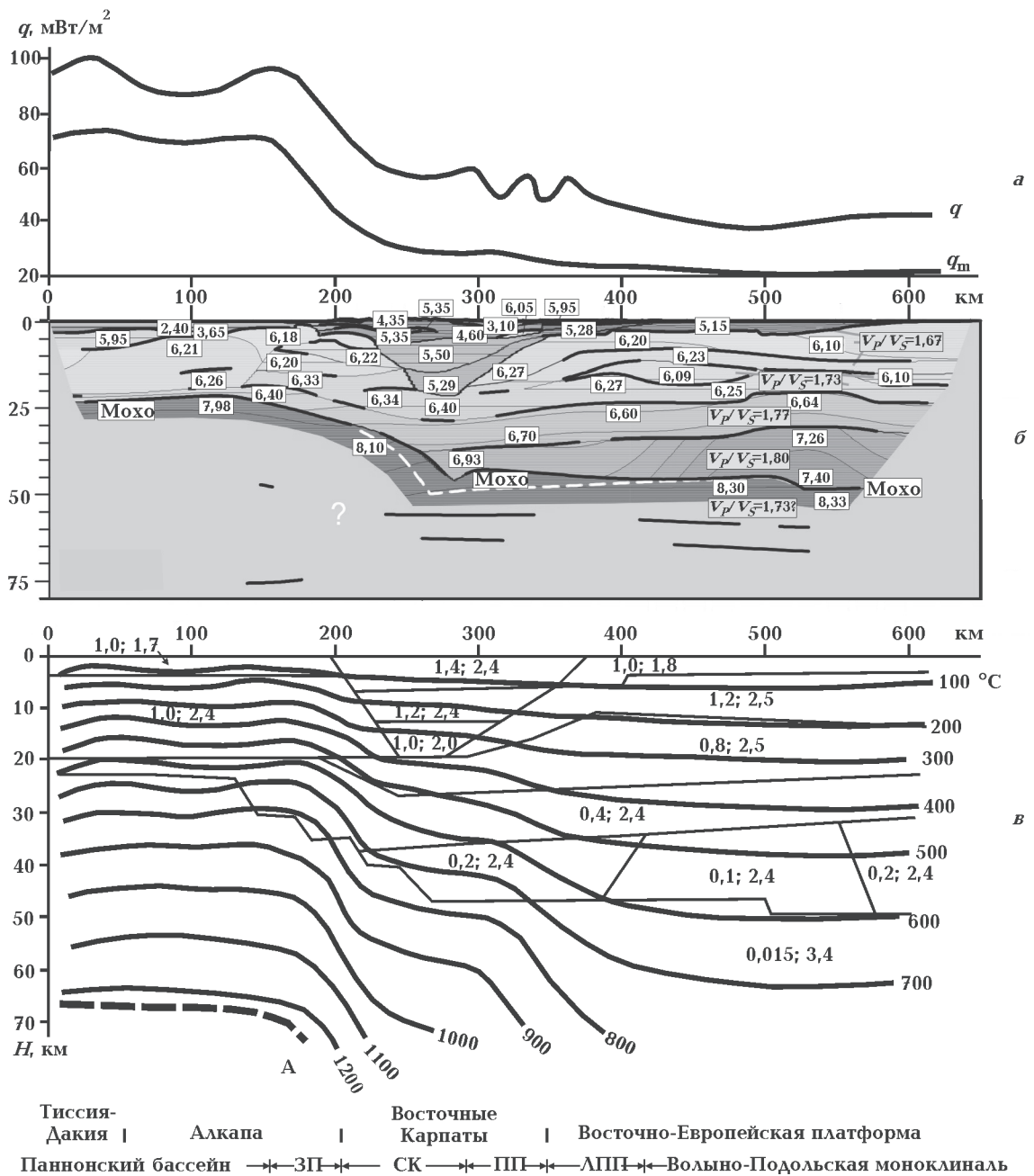


Рис. 4. Геотермическая модель земной коры вдоль профиля DOBRE-3 (расположение профиля см. на рис. 1): а — кривые тепловых потоков, q — среднее значение по результатам измерения в скважинах; q_m — мантийная составляющая; б — геолого-сейсмический разрез [Starostenko et al., 2013]; в — геотермическая модель: распределение радиогенных источников тепла (мкВт/м³) (цифры слева) и теплопроводность горных пород (Вт/(м·К)) (цифры справа). Изолинии — температура, °С. А — поверхность астеносферы. Тектоническое районирование: ЗП — Закарпатский прогиб, СК — Складчатые Карпаты, ПП — Предкарпатский прогиб, ЛПП — Львовский палеозойский прогиб.

Мощность верхнего слоя ($V_p=6,1\div 6,3$ км/с) 20—25 км. В его пределах на глубинах 12—18 км выделяется слой разуплотненных пород с пониженной скоростью ($V_p=6,09\div 6,1$ км/с). Генерация радиогенного тепла в верхней части слоя принята равной 1,2, в нижней — 0,8—1,0 мкВт/м³ (рис. 4). В зоне перехода к Предкарпатскому

прогибу этот слой постепенно углубляется и разрушается. Его мощность уменьшается.

Средний слой ($V_p=6,4\div 6,7$ км/с) имеет мощность 9—10 км. Он постепенно углубляется в юго-западном направлении практически без изменения мощности. Генерация радиогенного тепла в нем составляет 0,4—0,5 мкВт/м³.

Мощность нижнего слоя ($V_p=6,8\div 7,4$ км/с) уменьшается в сторону Предкарпатского прогиба от 16 до 6 км. Генерация радиогенного тепла в нем принята равной $0,2$ мВт/м³. В северо-восточной части профиля в пределах Волино-Подольского блока под зоной Волинских траппов в этом слое непосредственно над разделом Мохо выделяется куполообразное высокоскоростное тело ($V_p=7,26\div 7,40$ км/с). В нем предполагается уменьшение генерации тепла до $0,1—0,15$ мВт/м³. Теплопроводность в кристаллической коре уменьшается с глубиной от $2,7—2,5$ до $2,4—2,3$ Вт/(м·К). Скорость в породах верхней мантии в этой части профиля достигает $8,3$ км/с. Плотность теплового потока изменяется от $38—40$ до $45—48$ мВт/м², радиогенный поток коры составляет $20—28$ мВт/м², вклад мантии — 21 ± 2 мВт/м². Температура на глубинах 10, 20 и 30 км достигает соответственно $175—190$, $310—330$ и $420—440$ °С, на разделе Мохо — $580—700$ °С.

Центральная часть профиля представлена Бориславско-Покутской зоной Предкарпатского прогиба и Внешними Складчатыми Карпатами. Юго-западная граница зоны проходит по зоне Пьенинских утесов. Этот участок профиля охватывает юго-западный край Евразийской плиты и является своеобразной переходной зоной, в пределах которой постепенно изменяются мощность, структура земной коры, а также плотность теплового потока и другие параметры геофизических полей. Главная особенность строения коры этой части профиля — наличие под надвигом Внешних Карпат глубокого прогиба в континентальной коре Восточно-Европейской платформы. Мощность осадков в нем превышает 20 км. Осадочная толща состоит из трех слоев. Толщина верхнего слоя ($V_p=4,35\div 4,65$ км/с) изменяется от сотен метров в северо-восточной части до 7 км в юго-западной, среднего ($V_p=5,45\div 5,55$ км/с) — от 2 до 8 км и нижнего слоя ($V_p=5,29$ км/с) от 1—2 до 8 км. Прогиб не симметричен. На северо-восточном борту два нижних слоя постепенно погружаются с увеличением мощности под Предкарпатский прогиб и Внешние Карпаты. На юго-западе они срезаются приподнятым Пьенинским блоком кристаллической коры, которая своей микроблоковой структурой существенно отличается от коры Восточно-Европейской платформы и Закарпатского прогиба. Мощность верхнего слоя также постепенно увеличивается от Предкарпатского прогиба, где он выклинивается и замещается низкоскоростным слоем моласс ($V_p=3,1$ км/с), в

направлении зоны Пьенинских утесов. В юго-западной части он расслаивается и перекрывает Пьенинский блок кристаллической коры. Его мощность уменьшается до 4—5 км.

Скоростной разрез осадочной толщи прогиба может иметь несколько вариантов геологической интерпретации [Starostenko et al., 2013]. Верхний слой, мощность которого достигает 7 км, очевидно, соответствует надвигу Флишевых Карпат, хотя следует отметить, что пробуренные вблизи профиля в Скибовой зоне и зоне Кросно сверхглубокие скважины, в частности скв. Синевидное-1 глубиной 7000 м и скв. Шевченко-1 глубиной свыше 7500 м, из аллохтона не вышли. Средний слой может соответствовать автохтонным флишевым отложениям мела—палеогена.

Наибольшая неопределенность возникает с геологической привязкой нижнего слоя. Он может быть представлен образованиями рифея, палеозоя, мезозоя. Учитывая его постепенное погружение от края кратона, предпочтение следует отдать отложениям палеозоя, для которых характерны аналогичные скорости в пределах платформенной части профиля. Геологическая интерпретация скоростного разреза в рассматриваемом регионе важна прежде всего для понимания эволюции земной коры. Для построения геотермической модели выбор в рамках предложенных вариантов не имеет определяющего значения, поскольку мощность слоя не очень большая, а генерация радиогенного тепла в осадках разного возраста существенно не различается ($1,0—1,3$ мВт/м³).

Верхний слой кристаллической коры под прогибом Внешних Карпат практически полностью разрушается, а средний и нижний слои продолжают почти без изменения и срезаются поднятием раздела Мохо под юго-западной частью прогиба, где мощность земной коры уменьшается от 48 до 28 км. При этом уменьшается сейсмическая скорость мантийных пород от $8,3$ до $8,1$ км/с. Генерация радиогенного тепла во флишевых отложениях составляет $1,3—1,8$, в породах платформенного основания — $0,8—1,2$ мВт/м³. Радиогенный тепловой поток земной коры в Восточных Карпатах увеличивается до $28—35$ мВт/м². Мантийная составляющая в северо-восточной части составляет $21—23$ мВт/м². В юго-западном направлении от зоны Кросно она постепенно увеличивается до $30—35$ мВт/м². Общий тепловой поток повышается от $55—60$ до $65—70$ мВт/м². Соответственно, увеличивается и температура на одних и тех же глубинах: на глубине 10 км — до

260—280 °С, на глубине 20 км — до 440—460 °С, на глубине 30 км — до 610—630 °С. На разделе Мохо она достигает 750—800 °С.

Относительно низкий уровень тепловых потоков в северо-восточной части Флишевых Карпат свидетельствует о наличии под ними докембрийского или раннепалеозойского фундамента. Глубокий прогиб под ними не имеет рифтовой природы. Он связан с погружением края Восточно-Европейской платформы в результате ее коллизионного взаимодействия с микроплитами Алькапа и Тиссия. Постепенное повышение тепловых потоков в юго-западной части зоны Кросно, в Дуклянской и Поркулецкой зонах обусловлено поднятием в конце олигоцена—миоцене астеносферы в Паннонском бассейне и Закарпатском прогибе, где тепловые потоки достигают максимальных значений.

Юго-западная часть профиля представлена Закарпатским прогибом и Паннонским бассейном. Этот участок характеризуется уменьшением мощности земной коры до 22—28 км и увеличением теплового потока до 70—130 мВт/м². Земная кора здесь представлена слоем неоген-четвертичных осадков ($H=3\div 4$ км, $V_p=2,4\div 3,1$ км/с) и двумя слоями кристаллической коры ($V_p=5,9\div 6,3$ и $V_p=6,4\div 6,5$ км/с). На разделе Мохо $V_p=7,8\div 8,0$ км/с. Скоростные горизонты земной коры выделяются фрагментарно. Генерация радиогенного тепла в осадках и верхнем слое кристаллической коры принята равной 1,0 мкВт/м³, в нижнем — 0,4 мкВт/м³. Вклад земной коры в общий тепловой поток составляет 17—22 мВт/м², вклад мантии увеличивается до 60—65 мВт/м². Значительные площади занимают локальные аномалии с амплитудой до 15—35 мВт/м², связанные с отдельными мантийными и коровыми магматическими очагами и гидротермальными потоками. Температура в земной коре повышается до 330—380 °С на глубине 10 км, до 550—650 и 720—820 °С соответственно на глубинах 20 и 30 км. На разделе Мохо она достигает 640—800 °С.

В центральной части Украинских Карпат в 1960—1970-х годах были проведены исследования земной коры методом ГСЗ на геотраверсе II, который пересекает Карпаты к юго-востоку от профиля DOBRE-3 почти параллельно на расстоянии 20—35 км (см. рис. 1, 5) [Литосфера..., 1988, 1993]. По результатам этих исследований в земной коре было выделено несколько сейсмических границ, которые отождествлялись с поверхностью рифейского и (или) докембрийского фундаментов, подошвой метаморфизованного слоя, поверхностями базальтового и

коромантийного слоев, разделом Мохо. Эти границы прослеживаются в основном фрагментарно в виде отдельных площадок (рис. 5). Важно отметить, что почти все они выделены и на профиле DOBRE-3 практически на тех же глубинах. Расхождения в основном не превышают 1—3 км. Детальный скоростной разрез, полученный по результатам исследований на профиле DOBRE-3, дает намного больше информации о структуре и динамике земной коры, и в первую очередь о структуре осадочного слоя Флишевых Карпат и положении раздела Мохо. По результатам интерпретации сейсмических данных на геотраверсе II к надвику флишевых отложений был отнесен верхний слой, мощность которого составляет 10—14 км. Под ним выделено два слоя: верхний (мощностью 3—4 км) отождествлялся с осадками мезозоя—палеозоя, нижний — с образованиями неопротерозоя. Их общая мощность 18—22 км. На геотраверсе II кора в платформенной части имеет мощность 38—42 км. Под Внешними Карпатами в основании земной коры выделен «корень», представленный так называемой коромантийной смесью, мощностью 20—25 км. Раздел Мохо протрассирован здесь на глубинах 54—65 км.

На профиле DOBRE-3 мощность коры под платформенной частью составляет 42—46 км, «корень» под Внешними Карпатами практически отсутствует. Раздел Мохо выделен на глубинах 42—48 км, но в мантии почти на тех же глубинах (60 и 75 км) выделены дополнительные отражающие горизонты. При сравнении этих результатов возникают сомнения относительно реального существования таких различий в строении земной коры в подобных тектонических условиях на расстоянии до 30 км. По мнению автора, их следует связывать с методическими особенностями обработки полученных материалов. Не вдаваясь в анализ сейсмических и других геофизических данных, можно предположить, что положение раздела Мохо ближе к реальному на профиле DOBRE-3. Отмеченные различия в строении коры практически не отражены на геотермических моделях и построенных температурных разрезах. Разница в значениях температур на одних и тех же глубинах в коре не превышает 10—15 °С. Объясняется это тем, что, как уже указывалось, осадочные породы разного возраста мало различаются по генерации радиогенного тепла, а «корень» в основании коры имеет очень низкое содержание радиоактивных элементов.

На рис. 6 представлена геотермическая мо-

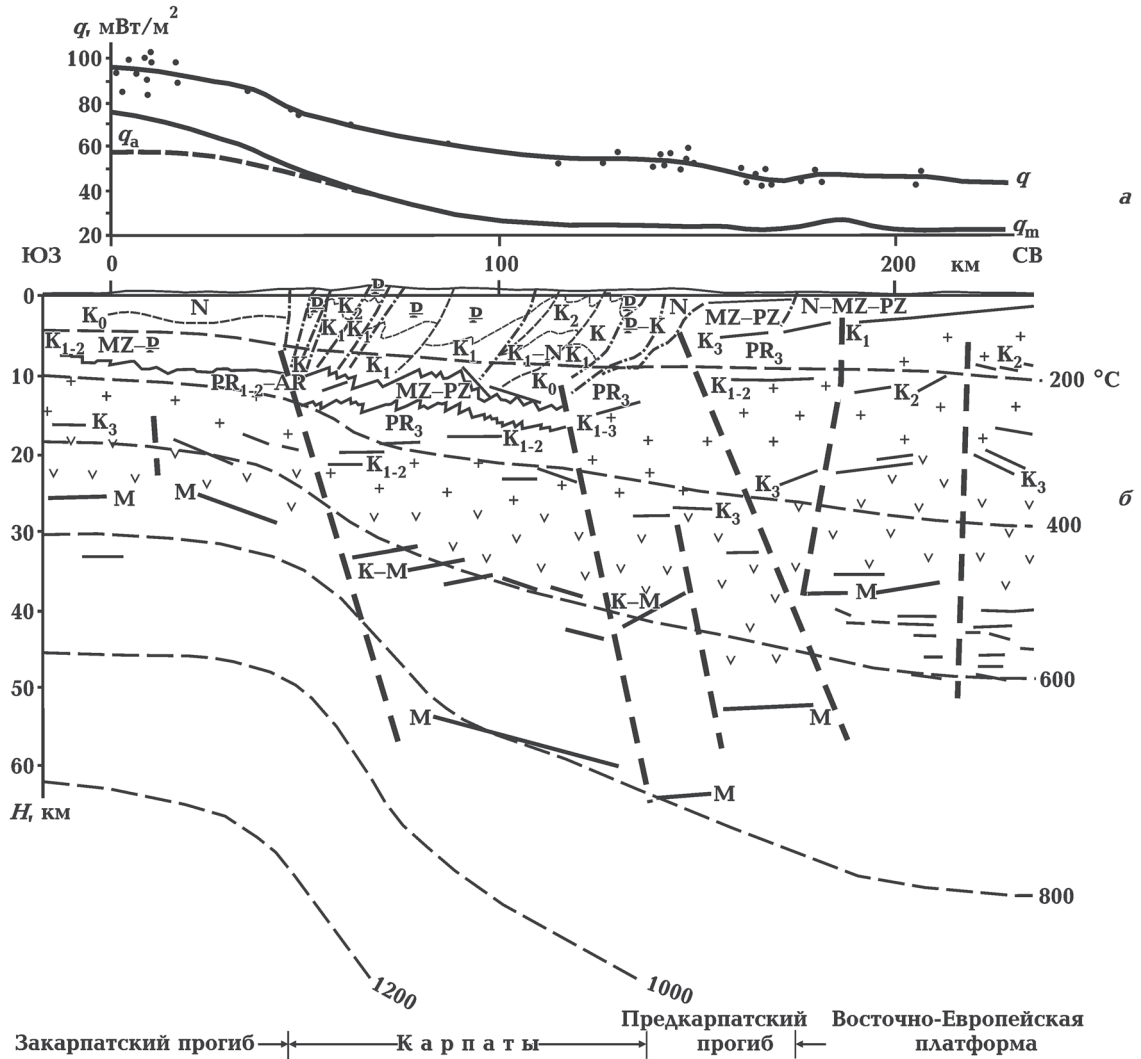


Рис. 5. Геотермическая модель земной коры Карпат вдоль геотраверса II [Кутас, 1988, 1993]: *a* — тепловой поток: q — измеренный, q_m — мантийный, q_a — аномальный в Закарпатском прогибе; *b* — структура земной коры [Литосфера ..., 1988]: K_0 — поверхность рифея, K_1 — поверхность дорифейского фундамента; K_2 — поверхность протофундамента; K_3 — поверхность нижнего (базальтового) слоя земной коры; $K-M$ — поверхность слоя «коромантийной смеси»; M — поверхность Мохо. Штриховые линии — изотермы ($^{\circ}\text{C}$).

дель земной коры северо-западной части Украинских Карпат по профилю Чоп—Рудки—Великие Мосты (профиль РП V) [Тектонічна..., 2007; Заяць, 2013]. Сейсмические исследования на этом профиле также были выполнены в 1970-х годах. В общих чертах строение земной коры, распределение тепловых потоков и теплофизических параметров на этом профиле мало отличаются от рассмотренных выше на профиле DOBRE-3 и геотраверсе II. Основное различие в распределении тепловых потоков состоит в существовании геотермических аномалий в Бильче-Волицкой зоне Предкарпатского прогиба и в Росточской зоне Львовского палеозойского прогиба. Аномальным зонам соответствует повышение мантийного потока

до 35—40 mW/m^2 и температур в земной коре. Температура на границе Мохо изменяется от 530 до 760—800 $^{\circ}\text{C}$.

В юго-восточной части Карпат геотермическая модель земной коры построена вдоль сейсмического профиля XVIII. С северо-востока на юго-запад профиль пересекает Предкарпатский прогиб, Скибовую, Черногорскую и Поркулецкую зоны Складчатых Карпат и выходит на Мармарошский массив (рис. 7). В окрестностях профиля по результатам бурения и сейсмических исследований [Заяць, 2013] под надвигом флиша Складчатых Карпат и Бориславско-Покутской зоны, моласс Самборской зоны залегают отложения автохтона, представленные породами миоцена

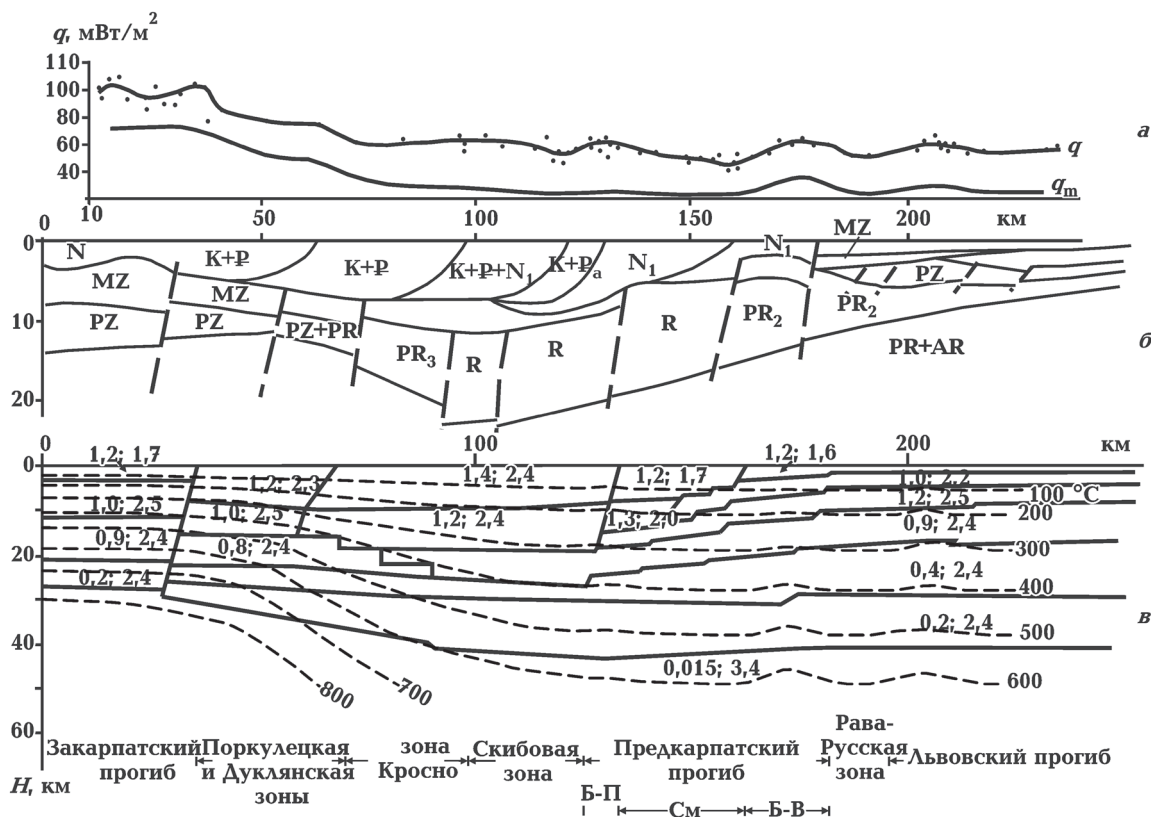


Рис. 6. Геотермическая модель земной коры Карпат вдоль профиля РР V (северо-западная часть Украинских Карпат). Геологический разрез верхней части коры приведен по [Атлас ..., 1998; Заяць, 2013] с дополнениями автора. Тектонические зоны Предкарпатского прогиба: Б-П — Бориславско-Покутская, См — Самборская, Б-В — Бильче-Волицкая. Остальные условные обозначения см. на рис. 4.

Бильче-Волицкой зоны и платформенными отложениями мела и юры. В наиболее погруженной части мощность осадков достигает 8—9 км (рис. 7, б). Мощность земной коры составляет 40—45 км. Тепловой поток изменяется от 36 до 58 мВт/м². Минимальные значения характерны для Самборской зоны. Радиогенная составляющая теплового потока земной коры изменяется от 19 до 28, мантийная — от 20 до 30 мВт/м².

Температура на глубине 10 км составляет 140—200 °С, на глубинах 20 и 30 км — соответственно 285—400 и 410—530 °С, на разделе Мохо — 580—660 °С (рис. 7, в).

Геолого-геофизический анализ неоднородностей теплового поля. С учетом результатов интерпретации и моделирования теплового поля сделана попытка оценить роль геологических и геодинамических факторов в формировании его неоднородностей, в частности роль глубинного потока тепла и радиогенных источников в земной коре.

Наибольшей стабильностью характеризуется тепловое поле юго-западного склона Восточно-Европейской платформы. При зна-

чениях наблюдаемого теплового потока 40—48 мВт/м² вклад земной коры здесь составляет 20—28, мантии — 20±2 мВт/м². Дифференциация теплового поля увеличивается во Львовском палеозойском прогибе. Геотермической аномалией выделяется внутренняя зона прогиба. Ее невозможно увязать с генерацией радиогенного тепла в земной коре. Повышенный поток тепла (30—35 мВт/м²) поступает из мантии. Очевидно, он связан с многократной тектонической активизацией этого региона в позднем палеозое—кайнозое и значительной раздробленностью земной коры. В пользу такого заключения свидетельствуют достаточно убедительные геологические аргументы.

Львовский палеозойский прогиб охватывает крайнюю юго-западную часть Восточно-Европейского кратона, которая сохраняла высокую тектоническую подвижность начиная с докембрия. В основании прогиба залегают сильно дислоцированные отложения верхнего докембрия и нижнего палеозоя [Глушко, 1968]. На альпийском этапе тектоническая активность началась здесь в мезозое. Она проявилась

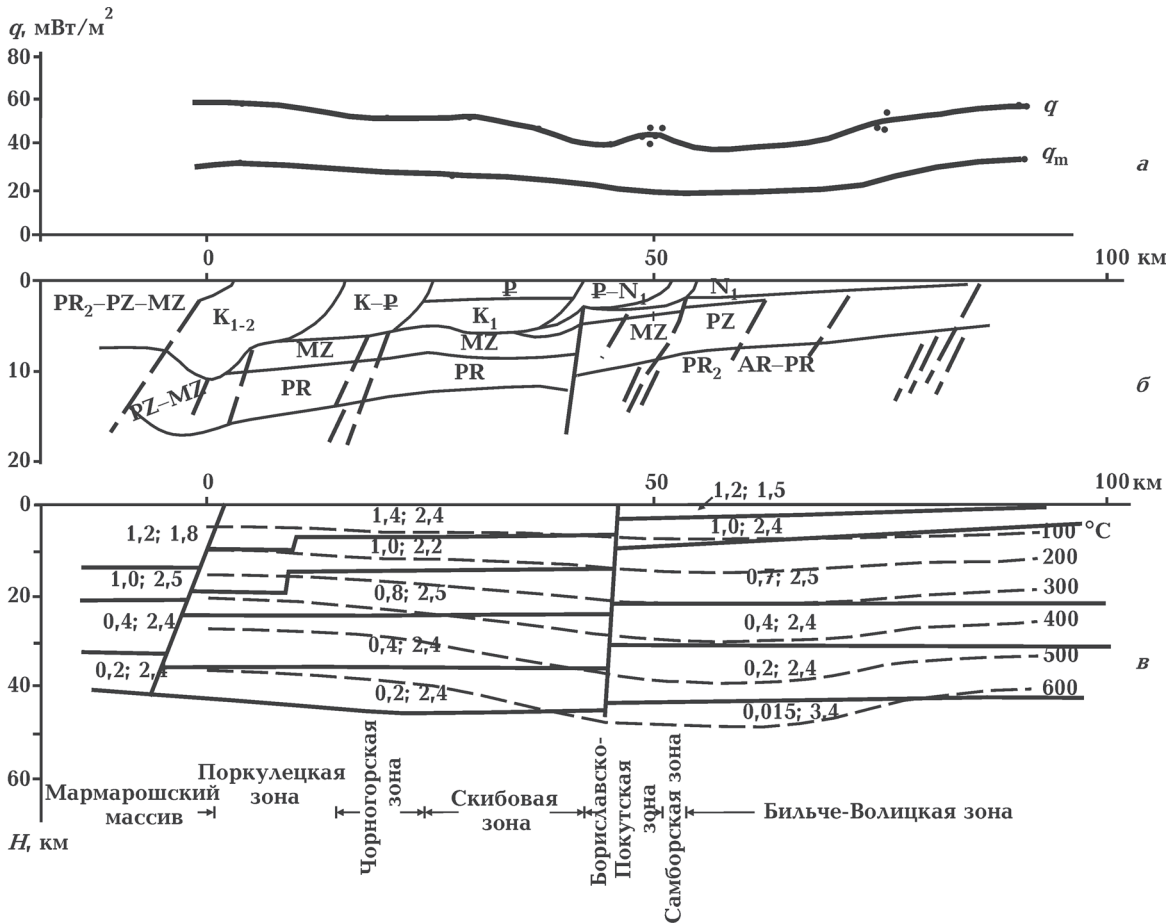


Рис. 7. Геотермическая модель земной коры вдоль профиля P 5 (юго-восточная часть Украинских Карпат). Геологический разрез верхней части земной коры приведен по [Тектонічна..., 2007; Заяць, 2013], с дополнениями автора. Условные обозначения см. на рис. 4, 6.

в формировании в юре и мелу соответственно Стрыйского и Львовско-Люблинского прогибов, а также системы разрывных нарушений. Донеогеновые отложения разбиты густой сетью разломов северо-западной (параллельной границе платформы) ориентировки. Разломы пересекают палеозойские и мезозойские комплексы и заканчиваются в неогеновых отложениях [Карпатська..., 2004]. В раннем неогене разломы проявились в виде сбросов. Это позволяет предполагать, что в то время в краевой части платформы или на ее отдельных участках были условия растяжения. Декомпрессионный режим и повышенная проницаемость литосферы способствовали поднятию глубинных флюидов и, возможно, появлению очагов частичного плавления в земной коре. Разломы имеют субкарпатское простирание, но образуют с основными границами зон Складчатых Карпат и линией их надвига на Предкарпатский прогиб острый угол. Наличие двух разных систем нарушений свидетельствует о существовании

двух фаз тектонической активности — домиоценовой и последомиоценовой. При этом зона домиоценовой активности продолжается в северо-западном направлении далеко за пределы Карпат. Кроме того, рассматриваемая часть Львовского палеозойского прогиба располагается в области поворота Карпатской дуги и границы между Западными и Восточными Карпатами, которые в неогене находились под действием разнонаправленных сил сжатия: в Западных — меридионального, в Восточных — диагонального (с юго-запада на северо-восток). Подобные геодинамические условия сопровождались образованием сдвиговых напряжений и дополнительных зон локального растяжения на фоне регионального сжатия.

По-видимому, подобные геотектонические условия распространялись и на северо-западную часть Предкарпатского прогиба, где также выделяется аномалия повышенного теплового потока, которая протягивается вдоль Бильче-Волицкой зоны прогиба северо-

западнее Стрыйского поперечного разлома. Аномалия не ограничена прогибом. На северо-западе она выходит за его пределы, и, очевидно, ее образование связано [Кутас, 1978] с более ранними геодинамическими процессами.

Тепловое поле в северо-западной части региона (краевая часть Львовского палеозойского прогиба, Рава-Русская зона каледонской стабилизации, Бильче-Волицкая зона альпийского прогиба) отличается большой дифференциацией, но недостаток измерений в глубоких скважинах не позволяет охарактеризовать все его особенности. Вероятно, здесь находится серия локальных аномалий, связанных с выносом дополнительного тепла по нарушенным зонам. Согласно результатам осреднения геотермических данных, можно предположить существование в этом районе двух аномалий, разделенных Рава-Русским клином раннепалеозойской платформы с пониженной геотермической активностью. Зона пониженных тепловых потоков продолжается к северо-западу на территории Польши. В пределах Малопольского массива мантийная составляющая теплового потока оценена в $22\text{--}24\text{ мВт/м}^2$ [Majorovicz et al., 2003].

Восточно-Европейскую платформу и структуры, которые активно развивались в палеозое—мезозое, разделяет Центрально-Европейская сутурная зона (зона Тейссейре—Торнквиста). На рассматриваемой территории она четко не выделяется ни в структуре земной коры, ни в геофизических полях. Строение зоны детально изучено на территории Польши [Sroda et al., 2002, 2006; Janik et al., 2011 и др.]. Здесь она объединяет разномасштабные и разновозрастные блоки, отличающиеся друг от друга строением земной коры и историей развития. В тепловом поле зона Тейссейре—Торнквиста не имеет однозначного выражения. Преобладают низкие тепловые потоки, характерные для Восточно-Европейской платформы. Их повышение отмечается только в активизированных в мезо-кайнозойских зонах, в частности во Львовско-Люблинской впадине.

В Предкарпатском прогибе преобладают низкие тепловые потоки ($40\text{--}50\text{ мВт/м}^2$). Аномалия повышенных значений выделяется только в северо-западной части Бильче-Волицкой зоны. Отмечается уменьшение тепловых потоков в юго-западном направлении на $5\text{--}10\text{ мВт/м}^2$. Оно обусловлено увеличивающейся мощностью молодых низкотеплопроводных осадков. Снижение тепловых потоков под влиянием молодых осадков фиксируется в Крукеничской и Косовской впадинах (до $3\text{--}6\text{ мВт/м}^2$). Мантий-

ный тепловой поток в Предкарпатском прогибе составляет $20\text{--}24\text{ мВт/м}^2$ и практически не отличается от уровня мантийного потока докембрийской и раннепалеозойской платформ.

В Бориславско-Покутской зоне Предкарпатского прогиба общий уровень тепловых потоков повышается и выделяются локальные аномалии. Они концентрируются в основном в зонах выклинивания покровов, над сводами складок и нефтегазовыми структурами. Их формирование связано с анизотропией теплофизических свойств пород, особенно флишевой толщи, динамикой флюидов, образованием надвигов. Перемещение больших масс горных пород сопровождалось как выделением дополнительного тепла за счет трения, так и изменением условий теплопереноса в связи с увеличением мощности осадков, скорости движения вдоль контактов подземных вод и газов глубинного происхождения. Однако все эти факторы создают относительно локальные аномалии, амплитуда которых не превышает $\pm 10\text{ мВт/м}^2$. Общее повышение тепловых потоков связано здесь также с увеличением за счет надвигов мощности верхней части земной коры с достаточно высокой генерацией радиогенного тепла. Коровая составляющая теплового потока увеличивается до $30\text{--}35\text{ мВт/м}^2$ при вкладе верхней мантии $22\text{--}25\text{ мВт/м}^2$. Низкие значения мантийной составляющей можно рассматривать как свидетельство наличия фундамента протерозойского или раннепалеозойского возраста.

Подобные геотермические условия сохраняются в передовых покровах Внешних Карпат. Фоновый уровень тепловых потоков составляет $55\text{--}60\text{ мВт/м}^2$, на локальных участках потоки увеличиваются до 65 мВт/м^2 . Вариации геотермических градиентов и тепловых потоков создаются существенными нарушениями условий теплопереноса в верхней части разреза. С глубиной они стабилизируются.

В юго-западной части зоны Кросно в направлении к Паннонскому бассейну тепловые потоки постепенно увеличиваются за счет мантийной составляющей, которая на границе с Закарпатским прогибом достигает $45\text{--}60\text{ мВт/м}^2$. Это повышение теплового потока в юго-западном направлении коррелируется с определенными изменениями в строении земной коры. Под Карпатским трогом уменьшается толщина верхних горизонтов кристаллической коры, нарушается ее слоистость, в частности — четкое деление на гранитный, промежуточный (диоритовый) и базальтовый слои. С при-

ближением к Закарпатскому прогибу слоистая структура сменяется кусочно-прерывистой, существенно уменьшается толщина нижнего слоя земной коры [Starostenko et al., 2013], изменяется характер тектонических нарушений и увеличивается их количество. В Дуклянской зоне нарушения надвигового типа превращаются в сбросо-сдвиги [Карпатська..., 2004]. В Магурской зоне встречаются гидротермальные проявления, а магурский флиш прорывают интрузии гранодиоритов. В Мармарошской зоне появляются разломы сбросового типа, в Пьенинской — сбросы и обратные надвиги при общем уменьшении мощности осадочной толщи.

С изменением структуры земной коры связаны нарушения условий теплопереноса и появление разномасштабных аномалий, которые накладываются на основной фон теплового поля, формирующийся за счет постепенного увеличения мантийной составляющей. Эти особенности строения земной коры и сопутствующее им повышение теплового потока свидетельствуют о высокой геодинамической активности на посторогенном этапе прилегающей к Закарпатскому прогибу территории и существовании переходной зоны (зоны взаимодействия) между Евразийской плитой и микроплитой Алькапа.

Следует отметить, что зона повышенной тектонической и геотермической активности выделяется только в юго-западной части Восточных Карпат перед Закарпатским прогибом. В Западных Карпатах, где Внешние Карпаты контактируют с кристаллическими массивами Внутренних Карпат, геотермическая активность на этой границе не изменяется. Активизация геотермического режима отмечается только при переходе к Паннонскому бассейну и зонам проявления кайнозойского вулканизма. Эти закономерности в распределении тепловых потоков создают весомые аргументы для предположения, что образование глубокого трога под Внешними Восточными Карпатами не сопровождалось выносом в кайнозой дополнительной глубинной тепловой энергии, формированием астеносферного выступа и рифтогенной структуры. Повышенная геотермическая активность юго-западной части Восточных Карпат связана с неогеновыми геодинамическими процессами в Паннонском бассейне и частично с мезозойской активизацией при раскрытии флишевых бассейнов вдоль юго-западного края Евразийской плиты.

Увеличение тепловых потоков до 70—

130 мВт/м² в Паннонском бассейне, Закарпатском прогибе, зонах кайнозойского вулканизма происходит за счет мантийной составляющей, которая достигает 65—70 мВт/м². Дополнительный приток тепла связан с поднятием астеносферы, ее поверхность в начале миоцена находилась на глубинах 40—50 км [Кутас и др., 1989]. Многочисленные локальные геотермические аномалии связаны с коровыми и подкоровыми магматическими объектами, зонами повышенной тектонической и магматической активности.

Приведенные результаты анализа геотермических условий Восточно-Карпатского региона свидетельствуют об определенных закономерностях, которые четко контролируются, с одной стороны, региональной тектонической зональностью, направленностью геодинамического развития, возрастом и строением литосферы, с другой — геологическими, литологическими, гидрогеологическими, геодинамическими особенностями земной коры и ее конкретных структур. Низкий уровень тепловых потоков характерен для структур с докембрийским или раннепалеозойским фундаментом, не активизированным мезо-кайнозойскими геотектоническими процессами. Структуры, формировавшиеся или подвергшиеся активизации в позднем палеозое—кайнозое, отличаются более высокими и дифференцированными тепловыми потоками.

В Карпатском регионе можно выделить три уровня теплового поля: $q_c = 35 \div 50$ мВт/м² со средним значением мантийной составляющей $q_m = 20 \pm 3$ мВт/м² на прилегающей к Карпатам докембрийской Восточно-Европейской платформе и частично в Предкарпатском прогибе и даже во внешних зонах Складчатых Карпат; $q = 50 \div 70$ и $q_m = 30 \div 40$ мВт/м² в пределах массивов Внутренних Карпат, а также в юго-западной части Внешних Карпат, фундамент которых сформировался на мезозойском этапе геологической истории; $q = 70 \div 100$, $q_m = 55 \div 70$ мВт/м² в Паннонском бассейне, Закарпатском прогибе, зонах неогенового вулканизма. Если первый уровень принять за фоновый, то аномалии второго (10—20 мВт/м²) и третьего (35—55 мВт/м²) уровней связаны с тектонотермической мезозойской и кайнозойской активизацией. Интерпретация аномалий выполнялась на основании численного решения нестационарного уравнения теплопроводности и предположения, что они связаны с поднятием глубинного нагретого вещества при температуре, достигающей солидусных значений для пород основного состава.

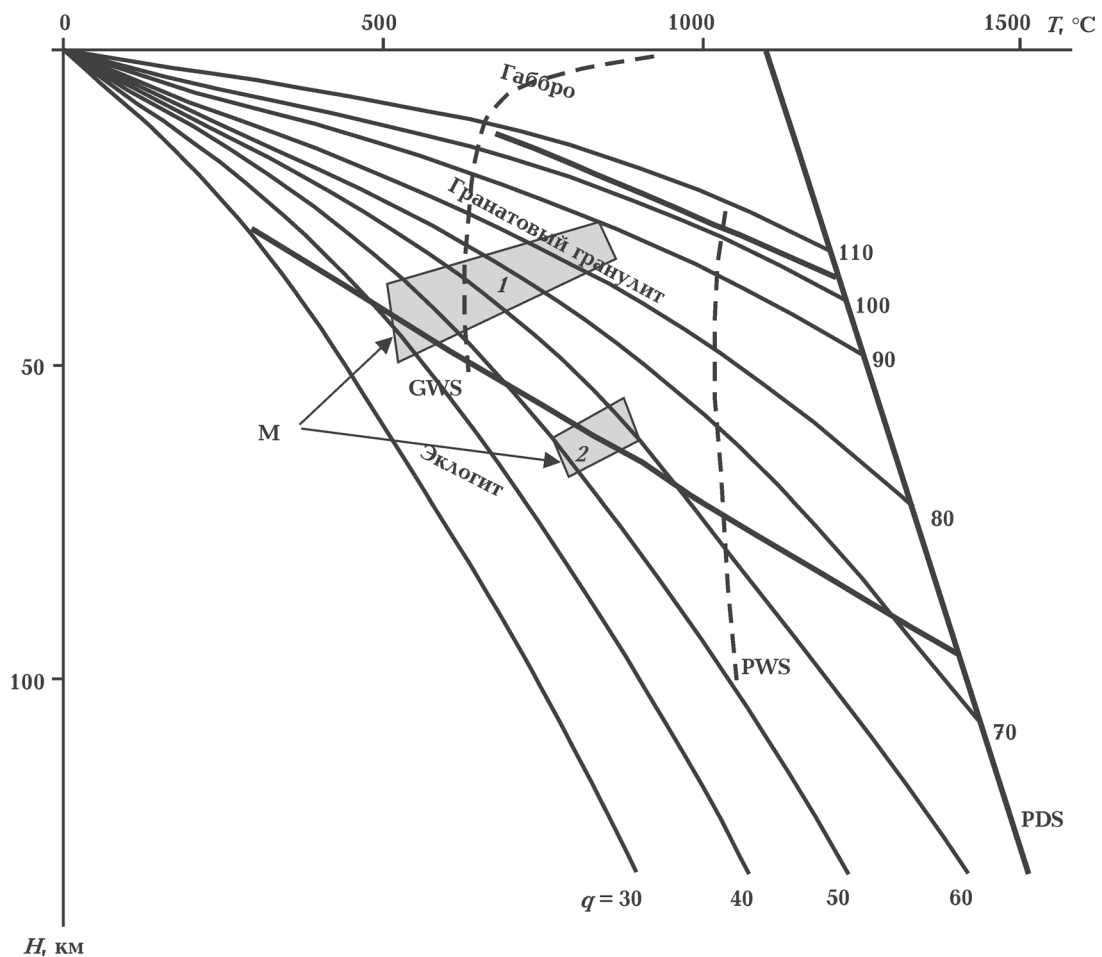


Рис. 8. Зависимость между мощностью земной коры (H , км), плотностью теплового потока (q) и распределением температур (T) в пределах украинского сектора Карпат: 1 — положение раздела Мохо по данным ГСЗ в пределах Украинских Карпат; 2 — положение раздела Мохо во внешней зоне Флишевых Карпат по данным ГСЗ на геотраверсе II; GWS и PWS — температуры солидуса соответственно кислых и основных пород при наличии воды [Wllie, 1979]; PDS — температура сухого солидуса основных пород.

ва. Методом подбора в итерационном режиме находилось такое распределение начальных температур (или тепловых потоков), которое согласуется с современным распределением тепловых потоков в приповерхностном слое [Кутас и др., 1989, 2003].

Возраст мезозойских аномалий составляет 160—130 млн лет. На этом этапе изотермы солидусных температур (1200—1300 °C) соответствовали глубинам 40—60 км. Это был этап максимального повышения тепловых потоков, после которого началось постепенное охлаждение. Возраст кайнозойских аномалий составляет 30—10 млн лет. На этапе максимальной активности их источник залегал на глубинах 30—50 км при температуре 1100—1150 °C. Очевидно, частичное плавление мантийного вещества происходило при повышенном содержании воды и наличии пород с пониженной температурой плавления. Поднятие асте-

носферы сопровождалось образованием многочисленных коровых очагов плавления и гидротермальной активности, которые проявляются в современном тепловом поле повышением тепловых потоков до 110—130 мВт/м². Возраст наиболее поздних магматических образований по геотермическим данным не превышает 1—2 млн лет, глубина их залегания — 7—12 км. Очаги андезитового вулканизма Выгорлат-Гутинской гряды в сармате располагались на глубинах 30—50 км. Полученные по геотермическим данным оценки согласуются с результатами исследований раннемиоценового вулканизма [Ляшкевич, Яцожинский, 2005; Lexa et al., 2010; Pecskay et al., 2006].

Геодинамические процессы и связанная с ними активизация теплового режима оказали существенное влияние на структуру литосферы и земной коры, физические параметры и фазовое состояние горных пород. Как следует

из анализа геотермических данных, полученных в разных тектонических зонах, между плотностью теплового потока и мощностью земной коры существует тесная зависимость: увеличение теплового потока сопровождается уменьшением мощности земной коры и литосферы. Данная зависимость прослеживается в пределах структур разного возраста и происхождения, но особенно четко проявляется в молодых структурах [Kutas, 1984; Bodri, Bodri, 1985] (рис. 8). Эта закономерность фиксируется на всех профилях, пересекающих Карпаты (см. рис. 4—7).

Выпадает из указанной зависимости лишь «корень», выделенный на геотраверсе II. Этот факт подтверждает отмеченную выше установленную несогласованность данной аномалии с более поздними сейсмическими исследованиями.

Наличие обратной зависимости между мощностью земной коры и плотностью теплового потока свидетельствует об определяющей роли мантийного теплового потока в формировании аномалий теплового поля и утонении земной коры, которое может происходить за счет ее растяжения и подплавления при поднятии астеносферы, изменения геологических параметров и фазового состояния пород при нарушении термодинамических условий.

В Карпатском регионе современные температуры на разделе Мохо изменяются от 500—550 °С в Предкарпатском прогибе до 800—850 °С в Закарпатском прогибе и Паннонском бассейне. При таких температурах породы основного состава в низах земной коры и в верхней мантии в Предкарпатском прогибе могут быть представлены эклогитами, а во внутрикарпатской области — гранатовыми гранулитами [Ringwood, 1975]. Однако раздел Мохо не имеет фазовой природы. Изменение сейсмической скорости в верхах мантии обусловлено повышением температур, хотя не исключается также влияние изменения состава пород в связи с формированием зон плавления и активным магматизмом. Зависимость между распределением тепловых потоков или температур и скоростным разрезом коры и верхней мантии подтверждается большим объемом экспериментального материала [Black, Braile, 1982; Kubik, 1986 и др.]. По данным [Hyndman, Lewis, 1999], температурам от 400—500 до 800—850 °С в подкоревой мантии соответствует изменение скорости (V_p) от 8,25—8,18 до 7,92—7,96 км/с.

Температура как определяющий параметр также контролирует положение и мощность

астеносферы, выделяемой по геотермическим данным в виде слоя, в котором температуры достигают солидусных значений. На современном этапе кровля астеносферы под Паннонским бассейном и Закарпатским прогибом находится на глубинах 65—80 км [Кутас, 1993; Кутас и др., 1989]. Под Складчатыми Карпатами она постепенно погружается до глубин 160—180 км, под Предкарпатским прогибом и краевой частью Восточно-Европейской платформы — до 200 км.

Выводы. Украинский сектор Восточных Карпат и прилегающих прогибов характеризуется значительной дифференциацией теплового поля. Плотность теплового потока изменяется от 35 до 130 мВт/м². Региональное распределение теплового потока обусловлено историей геологического развития региона. В нем можно выделить три геотермические зоны. Зона низкого теплового потока (35—55 мВт/м²) охватывает склон Восточно-Европейской платформы, а также распространяется на большую часть Предкарпатского прогиба и Внешних (Флишевых) Карпат (Скибовый, значительную часть Кросненского и, по-видимому, Черногорского покровов), сформировавшихся на докембрийском и раннепалеозойском основании.

Зона повышенных значений тепловых потоков (55—70 мВт/м²) включает Внутренние Карпаты, а также юго-западные склоны Флишевых Карпат, активное развитие которых происходило в конце палеозоя—мезозое.

Высокие тепловые потоки характерны для областей неоальпийской тектонической и вулканической активности — Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба. Эта главная закономерность в распределении теплового поля осложнена многочисленными разномаштабными аномалиями, связанными с активизацией геодинамических процессов, перераспределением радиогенных источников тепла, изменением условий теплопереноса в земной коре и теплообмена на ее поверхности.

Геолого-геофизический анализ и моделирование теплового поля свидетельствуют о глубинной природе региональных аномалий теплового потока. Их создают глубинные тепломассопотоки, сопровождающие геодинамические процессы деструктивного типа и поднятие астеносферы (конвективные потоки, плюмы, разномаштабные диапиры и пр.) Дополнительный поток тепла из мантии достигает 20—50 мВт/м². Большая роль в выносе глубинного тепла принадлежит долгоживущим глубинным разломам. Повышение теплового

потока за счет радиогенных источников тепла при увеличении мощности верхнего слоя земной коры (осадки, метаосадки, гранитный слой) в основном не превышает 10—12 мВт/м².

Распределение температур в литосфере согласуется с плотностью теплового потока. Они увеличиваются на одних и тех же глубинах от древней платформы к внутрикарпатскому бассейну с минимальной мощностью литосферы и земной коры. Температура на разделе Мохо изменяется от 500 до 800 °С, на глубинах 20 и

40 км — соответственно от 320 до 600 и от 550 до 970 °С.

Повышение теплового потока в Паннонском бассейне связано с поднятием астеносферного слоя, которое сопровождается растяжением и разрушением литосферы, а также утонением, дроблением, подплавлением земной коры, формированием подкоровых и коровых очагов плавления. Между плотностью теплового потока и мощностью земной коры существует обратная зависимость.

Список литературы

- Атлас родовищ нафти і газу України*. Т. 4, 5. Львів: Українська нафтогазова академія, 1998.
- Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. Москва: Недра, 1968. 264 с.
- Глушко В. В. Западные и Восточные Карпаты. В кн.: *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс*. Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1994. С. 24—94.
- Гнилко О. М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. *Геодинаміка*. 2011. № 1. С. 47—57.
- Грицик І., Куровець І., Осадчий В., Приходько О. Сучасний стан досліджень теплопровідності порід-колекторів вуглеводнів. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2007. № 3. С. 43—48.
- Заяц Х. Б. Основные поверхности земной коры Карпатского региона и прилегающего склона Украинского щита. *Геофиз. журн.* 1980. Т. 2. № 3. С. 29—34.
- Заяць Х. Б. Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ. Львів: Центр Європи, 2013. 80 с.
- Карпатська нафтова провінція*. Відп. ред. В. В. Колодій. Львів; Київ: Укр. видавничий центр, 2004. 388 с.
- Крупський Ю. З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. Київ: УкрДГРІ, 2001. 144 с.
- Кутас Р. І. Вплив насувних структур на теплове поле в районі Карпат. *Докл. АН УССР*. 1965. № 8. С. 1031—1035.
- Кутас Р. И. Оценка искажающего влияния рельефа на геотермические параметры. *Геофиз. сб. АН УССР*. 1964. Вып. 9. № 11. С. 49—55.
- Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 140 с.
- Кутас Р. И. Тепловое поле и геотермический режим литосферы. В кн.: *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований*. Киев: Наук. думка, 1993. С. 115—135.
- Кутас Р. И., Бевзюк М. И. Новые результаты определения тепловых потоков на территории юго-запада СССР. *Геофиз. сб. АН УССР*. 1979. Вып. 87. С. 68—72.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев: Наук. думка, 1971. 140 с.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В., Бевзюк М. И., Завгородняя О. В. Новые определения теплового потока в Карпатском регионе. *Геофиз. сб. АН УССР*. 1975. Вып. 63. С. 68—71.
- Кутас Р. І., Корчагін І. 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. І., Лялько В. І., Митник М. М. Вплив гідрогеологічних факторів на результати геотермічних вимірів. *Докл. АН УССР*. 1967. № 12. С. 1077—1080.
- Кутас Р. И., Цвященко В. А., Корчагин И. Н. Моделирование теплового поля континентальной литосферы. Киев: Наук. думка, 1989. 192 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы*. Геотраверсы I, II, V. Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1988. 168 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы*. Обобщение результатов исследований. Гл. ред.

- А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1993. 259 с.
- Литосфера* Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс. Гл. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1994. 332 с.
- Ляшкевич З. М., Мегвегов А. П., Крупский Ю. З., Варичев А. С., Тимошук В. Р., Ступка О. О. Тектономагматическая эволюция Карпат. Киев: Наук. думка, 1995. 131 с.
- Ляшкевич З. М., Яцожинский О. М. Альпийский магматизм Украинских Карпат, его эволюция и геодинамика. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 6. С. 1005—1011.
- Международная Тектоническая карта Европы и смежных областей. М-б 1:2500 000. Под ред. В. Е. Хаина. Москва: Наука, 1981.
- Осадчий В. Г., Грицик І. І., Приходько О. Ф. Геотермичний режим та нафтогазоносність Лопушнянського нафтогазоносного району. *Геологія і геохімія горючих копалин.* 1999. № 2. С. 42—51.
- Павлюк М. І., Мегвегов А. П. Панкардія: проблеми еволюції. Львів: Ліга-Прес, 2004. 94 с.
- Тектонічна карта України. М-б 1:1 000 000. Ред. Д. С. Гурський, С. С. Круглов. Київ: УкрДГРІ, 2007.
- Тектоническая карта Украинских Карпат. М-б 1:200 000. Ред. В. В. Глушков, С. С. Круглов. Киев: Мингео УССР, 1986.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника: Альпийский средиземноморский пояс. Москва: Недра, 1984. 344 с.
- Black P. R., Braille L. W., 1982. Pn velocity and cooling of the continental lithosphere. *J. Geophys. Res.* 87, 10557—10568.
- Bodri L., Bodri B., 1985. On the correlation between heat flow and crustal thickness. *Tectonophysics* 120, 69—81.
- Cermak V., Bodri L., Rybach L., Bittenbarth G., 1990. Relationship between seismic velocity and heat production: comparison of two sets of data and test of validity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 99, 48—57.
- Cermak V., Bodri L., 1998. Heat flow map of Europe revised. *Dtsch. Geophys. Ges.* II, 58—63.
- Geothermal Atlas of Europe.* Eds E. Hurtig, V. Cermak, R. Haenel, V. Zui. Hermann Haak Verlagsgesellschaft mbH, Gotha, Germany, 1992. 156 p.
- Horváth F., 1993. Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 226, 333—357.
- Hyndman R. D., Lewis T. J., 1999. Geophysical consequences of the Cordillera-Craton thermal transition in southwestern Canada. *Tectonophysics* 306, 397—442.
- Janik T., Crad M., Guterch A., Vozar J., Bielik M., Vozarova A., Hegedus E., Kovacs C. A., Kovacs I., Keller G. R., 2011. Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *J. Geodyn.* 52 (is. 2), 97—113. doi: 10.1016/j.jog.2010.12.002.
- Konečný V., Kovač M., Lexa J., Sefara J., 2002. Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprising in the mantle. *EGS Spec. Publ. Ser.* 1, 165—194.
- Kubik J., 1986. The relation between the heat flow field and the distribution of the Pn-wave velocities for the European continent. *Stud. Geophys. Geod.* 30, 60—78.
- Kutas R. I., 1984. Heat flow, radiogenic heat and crustal thickness in southwest USSR. *Tectonophysics* 103, 167—174.
- Lenkey L., Dövényi P., Horváth E., Cloetingh S. A. P. L., 2002. Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. *EGS Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 3, 29—40.
- Lexa J., Seghedi I., Nemeth K., Szakacs A., Konecny V., Pecskey Z., Fülöp A., Kovacs M., 2010. Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Central Europ. J. Geophys.* 2(3), 207—270.
- Majcin D., 1993. Thermal state of the west Carpathian lithosphere. *Stud. Geophys. Geod.* 37, 345—364.
- Majorowicz J. A., Cermak V., Safond J., Krzywiec P., Wroblewska M., Guterch A., Grad M., 2003. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the Polonaise'97 seismic experiment. *Phys. Chem. Earth* 28, 375—391.
- Pecskey Z., Lexa J., Szakacs A., Seghedi I., Bologh K., Konecny V., Zelenka T., Kovacs M., Poka T., Fülöp A., Marton E., Panaiotu C., Cvetkovic V., 2006. Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica* 57(6), 511—530.
- Ringwood A. E., 1975. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle.* New York: McCraw-Hill, 618 p.
- Royden L., 1998. Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin system. In: *The Pannonian Basin: A Study in Basin evolution.* Eds L. H. Royden, F. Horvath. AAPG Memoir 45, 27—48.
- Rybach L., 1996. Heat sources, heat transfer, and rock types in the lower continental crust-inference from deep drilling. *Tectonophysics* 257, 1—6.

- Rybach L., Buntebarth G., 1982. Relationship between the petrophysical properties, density, seismic velocity, heat generation and mineralogical constitution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 57, 367—376.
- Sandulescu M., 1998. Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In: *The Pannonian Basin: A Study in Basin evolution*. Eds L. H. Royden, F. Horvath. AAPG Memoir 45, 17—26.
- Sclater J. G., Jaupart C., Galson D., 1980. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. *Rev. Geophys. Space Phys.* 18, 269—311.
- Šroda P., Gzuba W., Grad M., Gaczynski A., Guterch A. and POLONAISE Working Group, 2002. Three-dimensional seismic modeling of crustal structure in the TESZ region based on POLONAISE'97 data. *Tectonophysics* 360, 169—185.
- Šroda P., Gzuba W., Grad M., Guterch A., Tokarshi A. K., Janik T., Rauch M., Keller G. R., Hegedűs E., Vazar J. and CELEBRATION 2000 Working Group, 2006. Crustal and upper mantle structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL 01 and CEL 04: seismic models and geological implications. *Geophys. J. Int.* 167, 737—760.
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kovács I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I. M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedűs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2013. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics* 608, 1049—1072.
- Wyllie P. J., 1979. Magmas and volatile components. *Am. Mineral.* 64, 469—500.

Heat flow and geothermal crustal model of the Ukrainian Carpathians

© R. I. Kutas, 2014

Within the limits of the Ukrainian sector of the East Carpathians and adjacent edge of the East European platform thermal flows vary from 35 to 130 mVt/m². It has been shown on the base of geological-geophysical analysis and mathematical modeling of the heat flow that the principal regularities in distribution of thermal flow are controlled by regional tectonic zoning, which was formed by the process of geological development of the region. Low values of heat flow correspond to the structures with earth's crust produced in Precambrian and Early Paleozoic (the slope of Precambrian platform and considerable parts of Pre-Carpathian flexure and external flysch Carpathians). Variations of thermal flow within the Folded Carpathians are possibly stipulated by lateral changes of heat generation or heat conductivity within sedimentary layer. High thermal flows in the Pannonian basin are associated with special features of tectonic evolution of lithosphere and earth's crust during the Alpine stage and with magmatic activity. The increase of thermal flow is conditioned by stretching of the earth's crust and lifting of asthenosphere.

Key words: Carpathians, temperature, thermal flow, geothermic model, the earth's crust.

References

- Atlas of oil and gas fields of Ukraine*, 1998. Ed. M. M. Ivanyuta. Lviv: Tsentr Evropy. Vol. 4, 5 (in Ukrainian).
- Glushko V. V., 1968. Tectonics and oil-and gas bearing of the Carpathians and adjoining throughs. Moscow: Nedra, 264 p. (in Russian).
- Glushko V. V., 1994. Western and Eastern Carpathians. In: *Lithosphere of Central and Eastern Europe belt. Young platforms and Alpine Folded* (Ed. A. V. Chekunov) Kiev: Naukova Dumka, 24—94 (in Russian).
- Gnilko O. M., 2011. Tectonic zoning of the Carpathians in terms of the terrene tectonics. *Geodinamika* (1), 47—57 (in Ukrainian).
- Grytsik I., Kurovets I., Osadchyi V., Prykhodko O., 2007. Modern state of studding heat conductivity of hydrocarbon-reservoir rocks. *Geologiya i geohimiya goryuchih kopalyn* 3, 43—48 (in Ukrainian).
- Zayats Kh. B., 1980. The Basic Crustal Surfaces of the Carpathian Region and the Ukrainian Shield Adjacent Slope. *Geofizicheskiy zhurnal* 2(3), 29—34 (in Russian).
- Zayats Kh. B., 2013. Deep structure of the Western region of Ukraine based on seismic investigation and directions of exploration works on oil and gas. Lviv: Tsentr Evropy, 80 p. (in Ukrainian).
- Carpathian petroliferous province*, 2004. Editor-in-

- Chief V. V. Kolodiy. Lviv; Kyiv: Ukr. vidavnychiy tsentr, 388 p. (in Ukrainian).
- Krupski Yu. Z., 2001. Geodynamic conditions of forming and gas-bearing of the Carpathian and Volyn'-Podolian regions Ukraine. Kyiv: UkrDGRI Publ., 144 p. (in Ukrainian).
- Kutas R. I., 1965. Influence of thrust structures on heat field in the Carpathian region. *Doklady AN USSR* 8, 1031—1035 (in Ukrainian).
- Kutas R. I., 1964. Estimation of relief-distorting influences on geothermal parameters. *Geofizicheskiy sbornik AN USSR* is. 9 (11), 49—55 (in Russian).
- Kutas R. I., 1978. Field of heat flow and thermal model of the crust. Kiev: Naukova Dumka, 140 p. (in Russian).
- Kutas R. I., 1993. Thermal field and geothermal regime of the lithosphere. In: *Lithosphere Central and Eastern Europe. Summary of the Studies*. Editors-in-Chief A. V. Chekunov. Kiev: Naukova Dumka, 115—132 (in Russian).
- Kutas R. I., Bevzyuk M. I., 1979. New results of heat flow determination. *Geofizicheskiy sbornik AN USSR* is. 87, 68—72 (in Russian).
- Kutas R. I., Gordienko V. V., 1971. Thermal field of the Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 140 p. (in Russian).
- Kutas R. I., Gordienko V. V., Bevzyuk M. I., Zavgorodnyaia O. V., 1975. New heat flow determinations in the Carpathian region. *Geofizicheskiy sbornik AN USSR* is. 63, 68—71 (in Russian).
- Kutas R. I., Korchagin I. M., Tsvyaschenko A. V., Zubal' S. D., 2003. Modelling technology of thermal field in homogeneous and non-homogeneous environment programs, methodical principles, practical results. *Geoinformatika* 2, 35—45 (in Ukrainian).
- Kutas R. I., Lyalko V. I., Mytnik M. M., 1967. Influence of hydrogeological factors on results of geothermal measurement. *Doklady AN UkrSSR* 12, 1077—1080 (in Ukrainian).
- Kutas R. I., Tsvyaschenko V. A., Korchagin I. N., 1989. Thermal field modeling of the continental lithosphere. Kiev: Naukova Dumka, 192 p. (in Russian).
- Lithosphere of Central and Eastern Europe*, 1988. Gotraverses I, II, V. Editor-in-Chief A. V. Chekunov. Kiev: Naukova Dumka, 168 p. (in Russian).
- Lithosphere of Central and Eastern Europe. Summary of the Studies*, 1993. Editor-in-Chief A. V. Chekunov. Kiev: Naukova Dumka, 259 p. (in Russian).
- Lithosphere of Central and Eastern Europe. Young platforms and Alpine Folded*, 1994. Editor-in-Chief A. V. Chekunov. Kiev: Naukova Dumka, 332 p. (in Russian).
- Lyashkevich Z. M., Medvedev A. P., Krupski Yu. Z., Varichev A. S., Timoschuk V. R., Stupka O. O., 1995. Tectonic and magmatic evolution of the Carpathians. Kiev: Naukova Dumka, 131 p. (in Russian).
- Lyashkevich Z. M., Yatsozhynskiy O. M., 2005. The alpine magmatic activity of the Ukrainian Carpathians, its evolution and geodynamics. *Geofizicheskiy zhurnal* 27(6), 1005—1011 (in Russian).
- International tectonic map of Europe and adjacent regions 1:2500 000*, 1981. Editor-in-Chief V. E. Khain. Moscow: Nauka (in Russian).
- Osadchuy V. G., Grytsik I. I., Prykhodko O. F., 1999. Geothermal regime and oil and gas-bearing potential of Lopushna oil and-bearing region. *Geologiya i geohimiya goryuchih kopalyn* (2), 42—51 (in Ukrainian).
- Pavlyuk M. I., Medvedev A. P., 2004. Pankardi: problems of evolution. Lviv: Liga-Press, 94 p. (in Ukrainian).
- Tectonic map of the Ukraine 1:1000 000*, 2007. Eds D. S. Gurskiy, S. S. Kruglov. Kyiv: UkrDGRI Publ. (in Ukrainian).
- Tectonic map of the Ukrainian Carpathians 1:200 000*, 1986. Eds V. V. Glushko, S. S. Kruglov. Kiev: Mingeo USSR (in Russian).
- Khain V. E., 1984. Regional geotectonic: Alpine Mediterranean belt. Moscow: Nedra, 344 p. (in Russian).
- Black P. R., Braile L. W., 1982. Pn velocity and cooling of the continental lithosphere. *J. Geophys. Res.* 87, 10557—10568.
- Bodri L., Bodri B., 1985. On the correlation between heat flow and crustal thickness. *Tectonophysics* 120, 69—81.
- Cermak V., Bodri L., Rybach L., Buttenbarth G., 1990. Relationship between seismic velocity and heat production: comparison of two sets of data and test of validity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 99, 48—57.
- Cermak V., Bodri L., 1998. Heat flow map of Europe revised. *Dtsch. Geophys. Ges.* II, 58—63.
- Geothermal Atlas of Europe*. Eds E. Hurtig, V. Cermak, R. Haenel, V. Zui. Hermann Haak Verlagsgesellschaft mbH, Gotha, Germany, 1992. 156 p.
- Horváth F., 1993. Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 226, 333—357.
- Hyndman R. D., Lewis T. J., 1999. Geophysical consequences of the Cordillera-Craton thermal transition in southwestern Canada. *Tectonophysics* 306, 397—442.
- Janik T., Crad M., Guterch A., Vozar J., Bielik M., Vozarova A., Hegedus E., Kovacs C. A., Kovacs I.,

- Keller G. R., 2011. Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *J. Geodyn.* 52(is. 2), 97—113. doi: 10.1016/j.jog.2010.12.002.
- Konečný V., Kovač M., Lexa J., Sefara J., 2002. Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. *EGS Spec. Publ. Ser.* 1, 165—194.
- Kubik J., 1986. The relation between the heat flow field and the distribution of the Pn-wave velocities for the European continent. *Stud. Geophys. Geod.* 30, 60—78.
- Kutas R. I., 1984. Heat flow, radiogenic heat and crustal thickness in southwest USSR. *Tectonophysics* 103, 167—174.
- Lenkey L., Dövényi P., Horváth E., Cloetingh S. A. P. L., 2002. Geothermics of the Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. *EGS Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 3, 29—40.
- Lexa J., Seghedi I., Nemeth K., Szakacs A., Konecny V., Pecskay Z., Fülöp A., Kovacs M., 2010. Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Central Europ. J. Geophys.* 2(3), 207—270.
- Majcin D., 1993. Thermal state of the west Carpathian lithosphere. *Stud. Geophys. Geod.* 37, 345—364.
- Majorowicz J. A., Cermak V., Safond J., Krzywiec P., Wroblewska M., Guterch A., Grad M., 2003. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the Polonaise'97 seismic experiment. *Phys. Chem. Earth* 28, 375—391.
- Pecskay Z., Lexa J., Szakacs A., Seghedi I., Bologh K., Konecny V., Zelenka T., Kovacs M., Poka T., Fülöp A., Marton E., Panaiotu C., Cvetkovic V., 2006. Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica* 57(6), 511—530.
- Ringwood A. E., 1975. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. New York: McCraw-Hill, 618 p.
- Royden L., 1998. Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin system. In: *The Pannonian Basin: A Study in Basin evolution*. Eds L. H. Royden, F. Horvath. AAPG Memoir 45, 27—48.
- Rybach L., 1996. Heat sources, heat transfer, and rock types in the lower continental crust—inference from deep drilling. *Tectonophysics* 257, 1—6.
- Rybach L., Buntebarth G., 1982. Relationship between the petrophysical properties, density, seismic velocity, heat generation and mineralogical constitution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 57, 367—376.
- Sandulescu M., 1998. Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In: *The Pannonian Basin: A Study in Basin evolution*. Eds L. H. Royden, F. Horvath. AAPG Memoir 45, 17—26.
- Slater J. G., Jaupart C., Galson D., 1980. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. *Rev. Geophys. Space Phys.* 18, 269—311.
- Šroda P., Gzuba W., Grad M., Gaczyński A., Guterch A. and POLONAISE Working Group, 2002. Three-dimensional seismic modeling of crustal structure in the TESZ region based on POLONAISE'97 data. *Tectonophysics* 360, 169—185.
- Šroda P., Gzuba W., Grad M., Guterch A., Tokarshi A. K., Janik T., Rauch M., Keller G. R., Hegedűs E., Vazar J. and CELEBRATION 2000 Working Group, 2006. Crustal and upper mantle structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL 01 and CEL 04: seismic models and geological implications. *Geophys. J. Int.* 167, 737—760.
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kovács I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I. M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedűs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., 2013. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics* 608, 1049—1072.
- Wyllie P. J., 1979. Magmas and volatile components. *Am. Mineral.* 64, 469—500.