

Геотермические условия и мезо-кайнозойская эволюция Карпато-Паннонского региона

© Р. И. Кутас, 2016

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 14 июля 2016 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Наведено нові двовимірні (2D) числові геотермічні моделі літосфери і результати їх геодинамічного аналізу разом з моделями структури земної кори вздовж трьох профілів глибинного сейсмічного зондування, які перетинають Західні і Східні Карпати від Паннонського басейну до палеозойської Західноєвропейської і докембрійської Східноєвропейської платформ. Побудова та інтерпретація геотермічних 2D моделей ґрунтується на числовому розв'язку стаціонарного і нестаціонарного рівнянь теплопровідності. Одержані геофізичні і геотермічні моделі вказують на значні варіації товщини літосфери, розшарованості земної кори, розподілу температур і сейсмічних швидкостей. З урахуванням структури земної кори та розподілу теплових потоків на всіх досліджених трансектах можна виділити три сектори з різним віком земної кори: неоальпійським, мезозойсько-пізньопалеозойським, ранньопалеозойсько-пізньопротерозойським. Межі секторів не збігаються з межами тектонічних зон у верхній корі. Густина теплового потоку в Паннонському басейні і Закарпатському прогині (зона неоальпійської тектонічної активності) сягає 80—130 мВт/м², у Внутрішніх Карпатах, внутрішніх зонах Зовнішніх Карпат, у межах Західноєвропейської платформи (зона мезозойської і пізньопалеозойської тектонічної активності) зменшується до 60—70 і до 35—60 мВт/м² на більшій частині Зовнішніх Карпат, у Передкарпатському прогині, Транс'європейській сутурній зоні, крайовій частині Східноєвропейської платформи (зона ранньопалеозойської та пізньопротерозойської активності). Зменшення теплового потоку супроводжується стовщуванням літосфери і земної кори. Товщина геотермічної літосфери збільшується від 65—80 км під Паннонським басейном до 120—150 км під масивами Внутрішніх Карпат і палеозойською платформою та до 180—200 км під Східноєвропейською платформою. Відповідно глибина залягання поділу Мохо змінюється від 22—30 до 30—40 і до 40—50 км. Високий тепловий потік у Паннонському басейні має мантіяну природу. Він пов'язаний з міоценовим розтяганням і стоншуванням літосфери, утворенням розломних і рифтових систем, підняттям астеносфери, спричиненими субдукцією океанічної літосфери в пізній крейді—палеогені. Сучасна структура Карпато-Паннонського регіону утворилась у результаті неогенової континентальної колізії між Євразійською плитою і мікроплитами Алькапа і Тися-Дакія. Колізійний процес поширювався в режимі стискання, що супроводжувалось насупом верхньої кори мікроплити Алькапа на Пенінську тектонічну одиницю або окраїну палеозойської і докембрійської платформ і піднасувом Паннонської нижньої кори і верхньої частини мантії під Європейську плиту.

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

Введение. Карпаты принадлежат к Альпийскому активному поясу Европы и образуют его северную ветвь, ограниченную с севера, востока и юга жесткими платформенными блоками Западно-Европейской, Восточно-Европейской и Мизийской платформ. Современный тектонический и геоморфологический облик Карпатского региона сформировался в неогене, но

в строении его земной коры принимают участие тектонические элементы разного возраста и происхождения, свидетельствующие о длительной и многофазной истории развития, начиная с позднего протерозоя. Как показывает анализ геотермических данных, в развитии геодинамических процессов в литосфере определяющая роль принадлежит тепловой энергии,

которая является их движущей силой. Тесная связь между тепловым режимом и геодинамической активностью подтверждается наличием в земной коре продуктов разновозрастного магматизма и высокотемпературного метаморфизма, а также зависимостью между плотностью теплового потока и возрастом земной коры (или временем ее тектономагматической активизации) [Поляк, Смирнов, 1966; Кутас, 1978, 1986; Geothermal ..., 1992 и др.].

Суть этой зависимости состоит в том, что накопление тепловой энергии и повышение температуры в недрах Земли приводит к нарушению устойчивого состояния, дифференциации и подъему нагретого и частично расплавленного мантийного вещества, активизации тектонических и магматических процессов. Эта схема поддержки теплового баланса недр Земли путем активизации массообмена может иметь много форм реализации. В зависимости от энергетического потенциала, глубинности, параметров среды и других факторов она может проявляться в виде разномасштабных (глобальных, крупно- или мелкоячеистых) конвективных потоков, плюмов, диапиров и т. п. Соответственно изменяется и характер проявления этих движений в структуре литосферы. Современная структура континентальной литосферы — это результат наложения разных по природе и времени действия деструктивных и конструктивных процессов, происходивших как непосредственно в пределах данного региона, так и за его пределами. Их влияние отразилось в тектонических условиях, строении литосферы, составе магматических пород, геологических формациях, тепловой истории и, естественно, современном тепловом состоянии земной коры.

В данной статье анализируется тепловое состояние литосферы Карпатского региона с учетом особенностей его современного строения и истории развития. Цель исследований — осветить основные закономерности в распределении геотермических параметров, выяснить, в какой мере эти закономерности согласуются с современными концепциями развития и тектонического районирования региона, определить роль тепловых процессов в формировании литосферы и земной коры, а также оценить влияние строения последних на современное распределение тепловых потоков. Такому анализу способствовало наличие большого объема новой геолого-геофизической информации, полученной по результатам глубинных сейсмических исследований, математического моделирования, комплексной интерпретации гео-

логических и геофизических данных [Royden, Csontos, 1988; Sándulescu, 1988; Csontos et al., 1992, 1995; Konečný et al., 2002; Guterch et al., 2003; Bielik et al., 2004; Golonka, 2004; Grad et al., 2006; Janik et al., 2011 и др.].

Краткая геолого-геофизическая характеристика региона. Карпатская ветвь Средиземноморского горно-складчатого пояса образует выпуклую к востоку дугу, которая протягивается вдоль края Евразийской плиты от Альп до Динарида (рис. 1). По простиранию в ее пределах выделяют западный, восточный и южный сектора, которые отличаются по своему строению, истории развития, структурно-фациальным особенностям магматических и осадочных комплексов [Глушко, 1968; Тектоническая ..., 1986; Крупский, 2001; Хаин, 2001; Карпатська ..., 2004; Тектонічна ..., 2007; Гнилко, 2011 и др.]. Но во всех секторах сохраняется подобная поперечная зональность, которая выражается в существовании трех главных тектонических элементов — Складчатых Карпат, передового Предкарпатского прогиба, системы внутренних прогибов и впадин.

В Складчатых Карпатах выделяют две мегазоны: Внутреннюю и Внешнюю (Флишевую). Внутренние Карпаты представлены рядом разобщенных кристаллических массивов (Центральных, Западных и Восточных Карпат, Мармарош, Апусени и др.), сложенных доальпийскими (докембрийскими и палеозойскими) метаморфическими и магматическими образованиями, несогласно перекрытыми отложениями мезозоя и кайнозоя. Они имеют покровно-складчатое строение, которое сформировалось в допоздне меловое время. По современным представлениям Внутренние Карпаты лежат на двух независимо развивавшихся до неогена микроплитах — Алькапа (Альпы — Карпаты — Паннония) и Тиссия-Дакия [Хаин, 1984; Sándulescu, 1988; Csontos et al., 1992; Konečný et al., 2002; Golonka, 2004 и др.].

Флишевые Карпаты сложены меловыми, палеогеновыми и нижнемиоценовыми флишеидными комплексами. Они имеют покровно-складчатое строение. Здесь выделяют несколько структурно-фациальных зон и подзон. В разных странах Карпатского региона названия зон и принципы районирования различаются. Тектонические зоны представляют собой тектонические покровы со складчато-чешуйчатой внутренней структурой, надвинутые в сторону платформы и образующие на краю Евразийской плиты аккреционную призму. Образование призмы началось в олигоцене и закончилось в сармате. Мощность

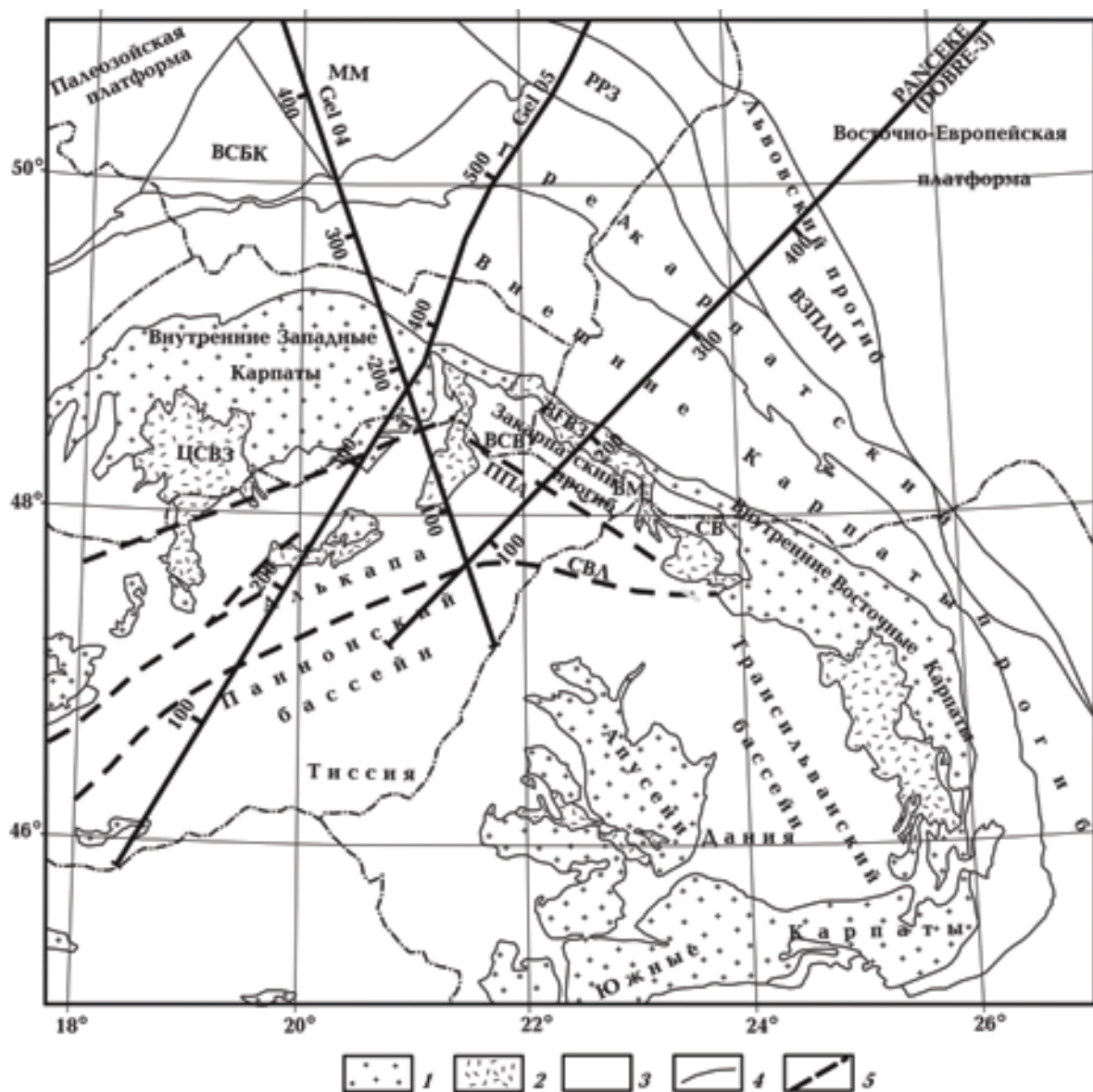


Рис. 1. Схема тектонического районирования Карпато-Паннонского региона и положение сейсмических профилей (Cel 04, Cel 05, PANCAKE), вдоль которых построены геотермические модели литосферы: 1 — кристаллические массивы Внутренних Карпат; 2 — площади неогенового вулканизма; 3 — площади распространения кайнозойских отложений; 4 — границы тектонических зон; 5 — глубинные разломы. Сокращенные обозначения тектонических элементов: ММ — Малопольский массив; ВСБК — Бруно-Силезская единица; РРЗ — Рава-Русская зона; ВЗПЛАП — Внутренняя зона Львовского палеозойского прогиба; ЦСВЗ — Центрально-Словацкая вулканическая зона; ВСВ — Восточно-Словацкая впадина; ВГВЗ — Выгорлат-Гутинская вулканическая зона; ВМ — Мукачевская впадина; СВ — Солотвинская впадина; СВЛ — Средневенгерская тектоническая линия; ППА — Припаннонский разлом.

аллохтонных флишевых образований достигает 8—10 км, а общая мощность осадочного слоя по сейсмическим данным — 18—26 км [Janik et al., 2011; Заяц, 2013; Starostenko et al., 2013]. Внешние (Флишевые) и Внутренние Карпаты разделяет зона Пенинских клишпов. Центральное место во Внутрикarpатской области зани-

мает Паннонский бассейн. По современным представлениям он сформировался в неогене как задуговый бассейн на погруженном основании Внутренних Карпат в результате поднятия мантийного диапира и растяжения континентальной литосферы [Royden, 1988; Horváth, 1993; Kováč et al., 1995; Csontos, 1995; Bielik et al.,

2004 и др.]. Бассейн заполнен неоген-четвертичными осадками, мощность которых иногда достигает 6—7 км. Его образование сопровождалось раздробленностью и утонением земной коры и магматической деятельностью.

Между Паннонским бассейном и Восточными Внешними Карпатами располагается Закарпатский прогиб. По простиранию с северо-запада на юго-восток в его пределах выделяют три впадины — Восточно-Словацкую, Мукачевскую и Солотвинскую. Прогиб заложился как преддуговой бассейн в конце олигоцена на гетерогенном основании, представленном палеозойскими, мезозойскими и палеогеновыми образованиями. Его формирование в неогене сопровождалось магматической активностью и накоплением молассовых отложений, мощность которых изменяется от 1000 до 3500 м [Kováč et al., 1995; Карпатська ..., 2004 и др.].

С внешней стороны всю Карпатскую дугу обрамляет Предкарпатский прогиб, заполненный молассовыми отложениями неогена, мощность которых ступенчато увеличивается от 500 м на границе с докембрийской и палеозойской платформами до 5 км на внутренней границе. Прогиб сформировался на разновозрастных структурах (от позднего протерозоя до эоцена) доальпийской Европы. С учетом различий в возрасте, строении и истории развития донеогенового фундамента и особенностей формирования кайнозойской осадочной толщи в прогибе выделяют ряд зон и разных структурных единиц, в первую очередь — Внешнюю (Вильче-Волицкую) и Внутреннюю (Самборскую и Бориславско-Покутскую) зоны. Внешняя зона сформировалась в бадении и раннем сармате на платформенной (протерозойско-палеозойской) основе, внутренняя — в раннем миоцене на меловой—палеогеновой основе. Юго-западная часть прогиба перекрыта надвигом Складчатых Карпат.

В строении Карпат участвуют доальпийские и альпийские комплексы. Доальпийский фундамент представлен позднепротерозойским, палеозойским и мезозойским комплексами. Докембрийские породы установлены в фундаменте Предкарпатского и Закарпатского прогибов, в ядрах кристаллических массивов Внутренних Карпат. Образования палеозоя выделены в Предкарпатском и Закарпатском прогибах, в Складчатых Карпатах [Глушко, 1968; Карпатська ..., 2004 и др.]. Значительная часть территории Карпат и юго-западный край Евразийской тектонической плиты в палеозое были ареной активных тектонических процессов, сопровождавшихся складчатостью, орогенезом и магмати-

ческой деятельностью. Со середины триаса начался новый (Альпийский) этап тектонической истории Карпатского региона, определивший его современную тектоническую ситуацию.

Характеристика теплового поля. Анализ геотермических условий выполнен по результатам измерений температур и тепловых потоков в глубоких скважинах, опубликованных в многочисленных работах [Bodri, Bodri, 1985; Geothermal ..., 1992; Majcin, 1993; Horváth, 1993; Demetrescu, Andreescu, 1994; Cermak, Bodri, 1998; Lenkey et al., 2002; Majorovich et al., 2003; Global ..., 2011; Majcin et al., 2014, 2016 и др.], а также собственные измерения автора в Украинском секторе Карпатского региона [Кутас, Гордиенко, 1971; Кутас и др., 1975; Кутас, 1978; Кутас, Бевзюк, 1979 и др.]. Следует отметить, что имеющаяся геотермическая информация существенно неоднородна. Она получена в разных геологических, геоморфологических, гидрогеологических условиях, в скважинах разной глубины. Для уменьшения влияния условий измерения и поверхностных факторов максимально использованы результаты измерений в глубоких скважинах. В результаты измерений внесены поправки, учитывающие влияние рельефа, надвигов и изменения палеоклимата [Кутас, 1965].

Тепловое поле Карпатского региона отличается значительной неоднородностью. В его пределах температуры на глубине 1000 м изменяются от 25 до 50 °С, на глубинах 2000 и 3000 м — соответственно от 40 до 115 и от 70 до 160 °С. Плотность теплового потока изменяется от 30 до 130 мВт/м² (рис. 2). Региональные закономерности теплового поля в общих чертах согласуются с тектоническим районированием региона, но некоторые особенности строения и развития земной коры и ее отдельных тектонических элементов усложняют эти закономерности, создавая сеть зональных и локальных аномалий. Усложнение теплового поля на фоне увеличения теплового потока происходит постепенно от древней платформы к внутрикарпатской области.

Прилегающие к Карпатам краевые зоны разновозрастных платформ (Западно-Европейской, Восточно-Европейской, Мизийской) характеризуются относительно низкими тепловыми потоками (38—50 мВт/м²), на фоне которых выделяются отдельные аномалии повышенных (до 60—70 мВт/м²) значений. Низкими тепловыми потоками выделяются архейские и протерозойские блоки Восточно-Европейского кратона, а также прилегающие к кратону структуры, сформировавшиеся или активизированные в неопротерозое и раннем палеозое (балканиды и

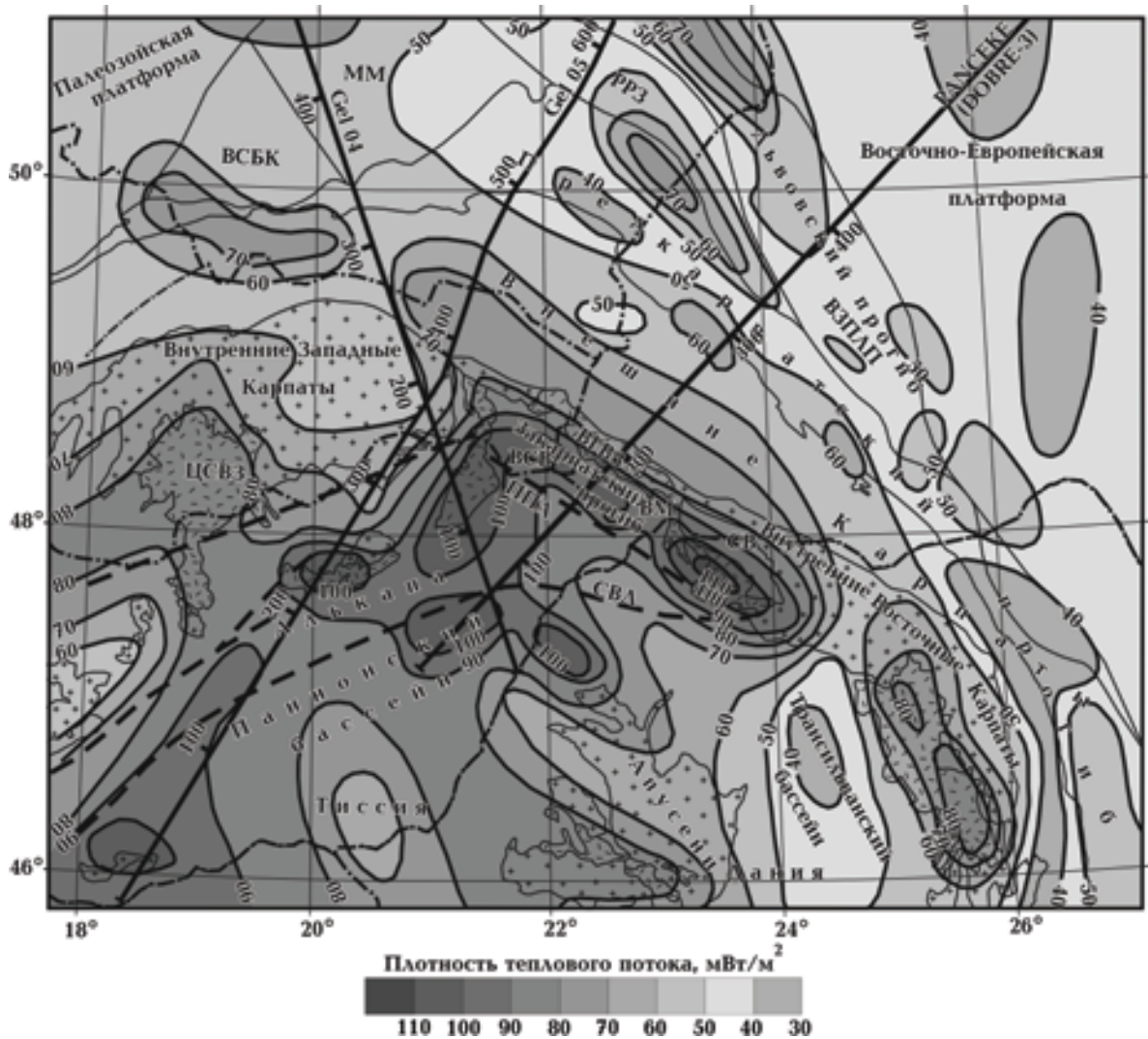


Рис. 2. Схема распределения теплового потока (с элементами тектоники) Карпато-Паннонского региона. Условные обозначения см. на рис. 1.

каледониды), повышенными значениями — тектонические элементы, активно развивавшиеся в позднем палеозое и мезозое. В краевой части Западно-Европейской платформы низкие тепловые потоки (40—55 мВт/м²) характерны для Малопольского и Лежайского массивов, повышенные (50—70 мВт/м²) — для Верхнесилезского бассейна, зон варисцийского тектогенеза. В краевой части Восточно-Европейской платформы на фоне низких тепловых потоков повышенными значениями (50—70 мВт/м²) выделяется внутренняя (Росточская) зона Львовского палеозойского прогиба. Несколько разномасштабных аномалий повышенных тепловых потоков (до 50—55 мВт/м²) выделяется на юго-западной окраине платформы.

В Предкарпатском прогибе преобладают низкие тепловые потоки (35—50 мВт/м²), повышенные значения образуют отдельные аномалии. В западной части прогиба аномалия повышенных значений (55—65 мВт/м²) выделяется в Моравской депрессии. Перед фронтом Восточных Карпат повышенными тепловыми потоками (55—70 мВт/м²) характеризуется северо-западная часть Внешней (Бильче-Волицкой) зоны. В южной части прогиба повышение тепловых потоков происходит вдоль северо-западного борта Фокшанского прогиба. Пониженными потоками характеризуются впадины Крукеничская, Богородчанская, Косовская, Фокшанская. Тепловые потоки уменьшаются при погружении фундамента в юго-западном направ-

лении. Минимальные значения (35—42 мВт/м²) характерны для Самборской зоны. Во внутренней Бориславско-Покутской зоне, перекрытой надвигом Складчатых Карпат, они увеличиваются до 40—55 мВт/м², а на отдельных структурах и нефтяных месторождениях — до 60—65 мВт/м².

Складчатые Карпаты в геотермическом отношении изучены очень слабо. Геотермические исследования здесь проведены в одиночных скважинах, расположенных очень неравномерно. Этот материал позволяет сделать лишь общий обзор теплового поля и наметить некоторые закономерности, в первую очередь отметить в Западных и Восточных Карпатах постепенное увеличение тепловых потоков в направлении Паннонского бассейна и его существенное различие во Внешних (Флишевых) и Внутренних Карпатах.

Во Внешних Карпатах тепловые потоки изменяются от 46 до 70 мВт/м². Повышенными тепловыми потоками характеризуется юго-западная часть Внешних Карпат, прилегающая к Закарпатскому прогибу. Современное деление Внешних Карпат на зоны не находит четкого отражения в тепловом поле. В Скибовой и Кросненской зонах Восточных Карпат сохраняются примерно такие же геотермические условия, как и в Бориславско-Покутской зоне Предкарпатского прогиба. Тепловые потоки составляют 50—65 мВт/м². К юго-западу от зоны Кросно (южнее Ужоцкого разлома) тепловые потоки увеличиваются до 65—75 мВт/м². Повышение тепловых потоков происходит только перед Закарпатским прогибом. В аналогичных зонах Западных Карпат тепловые потоки изменяются от 45—55 мВт/м² в восточной части и до 60—65 мВт/м² в западной. Здесь переход от Внешних Карпат к массивам Внутренних Карпат практически не отражается изменением плотности теплового потока. Южная часть Внешних Карпат и Южные Карпаты также характеризуются относительно низкими (50—60 мВт/м²) тепловыми потоками, которые увеличиваются до 80 мВт/м² в направлении вулканического хребта Калиман—Харгита.

Во Внутренних Карпатах увеличивается дифференциация теплового поля. Кристаллические массивы, неогеновые осадочные бассейны, зоны неовулканизма существенно отличаются по морфологии поля и уровню тепловых потоков. Кристаллические массивы Центральных, Западных и Южных Карпат, горы Апусени характеризуются относительно низкими тепловыми потоками (55—65 мВт/м²), а многочис-

ленные впадины и грабенообразные прогибы Паннонского бассейна — повышенными и высокими (70—130 мВт/м²). Аномалия высоких значений, превышающих 100 мВт/м², простирается вдоль Центрально-Венгерской тектонической зоны. С северо-востока ее ограничивает аномалия высоких тепловых потоков Закарпатского и Мурешского прогибов, которые протягиваются с северо-запада на юго-восток параллельно дуге Восточных Карпат. В юго-западной части Паннонского бассейна высокими потоками выделяются рифтовые зоны Савы и Дравы. Высокими тепловыми потоками и значительной дифференциацией поля отличаются также зоны проявления миоцен-плиоценового вулканизма. На фоне преобладающей высокой геотермической активности Внутривосточной области низкими тепловыми потоками (40—55 мВт/м²) выделяется Трансильванская впадина.

Интерпретация аномалий теплового поля и геотермические модели литосферы. Приведенный обзор данных о распределении тепловых потоков свидетельствуют о значительной неоднородности теплового поля в Карпатском регионе. В региональном плане здесь можно выделить три области с разным уровнем теплового потока: низким (35—55 мВт/м²), охватывающим край Восточно-Европейской и частично палеозойской Западно-Европейской платформ, Предкарпатский прогиб и Внешние зоны Флишевых Карпат, повышенным (50—70 мВт/м²), преобладающим во внутренних зонах Складчатых Карпат, и высоким (70—130 мВт/м²), характерным для наложенных на Внутренние Карпаты впадин Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба. Выделенные разные уровни теплового потока согласуются в общих чертах с тектоническим районированием, что свидетельствует о связи тепловой эволюции литосферы с геодинамическими процессами, контролирующими ее развитие и строение.

Региональная закономерность осложняется многочисленными зональными и локальными аномалиями, имеющими, очевидно, разную природу. Тепловой режим литосферы зависит от большого количества факторов, влияющих на распределение источников тепла, условия теплопереноса внутри литосферы и теплообмен на ее нижней и верхней границах. К ним относятся неоднородности строения и состава литосферы, тектоническая и магматическая активность, осадконакопление и эрозия, вертикальные и горизонтальные перемещения блоков и пластин литосферы, динамика флюидов,

рельеф земной поверхности, палеоклиматические изменения и др. Роль этих факторов в процессе эволюции литосферы существенно изменяется. Как показывает анализ геотермических данных, наиболее существенные нарушения энергетического баланса создает тектономагматическая активность, которая сопровождается значительными перемещениями глубинного вещества. Физическая сущность этих тепломассопотоков может изменяться (конвекция, плюмы, диапиры, флюидные потоки и т. п.) и соответственно должно изменяться их воздействие на тепловое состояние и структуру литосферы. В первую очередь динамика теплового баланса влияет на толщину литосферы, нижняя граница которой совпадает с изотермой, определяющей начало частичного плавления.

В частности, в конструктивных (дивергентных) зонах образование океанической литосферы происходит за счет поднятия к поверхности земной коры и постепенного кондуктивного охлаждения океанической астеносферы [Le Pishon et al., 1973; Sclater et al., 1980; Turcot, Shubert, 1982]. Стабилизация теплового режима образующейся литосферы продолжается 80—100 млн лет. Равновесному тепловому режиму соответствуют толщина литосферы 75—100 км и плотность теплового потока 45—55 мВт/м².

В деструктивных (конвергентных) зонах под действием тепломассопотоков происходит частичное разрушение континентальной литосферы и поднятие астеносферы до глубин 40—50 км. В этом случае восстановление теплового режима и равновесной для континентов толщины литосферы (200—250 км) происходит в течение 300—400 млн лет. Но и в первом, и втором случаях тепловое поле приобретает нестационарный характер, а толщина литосферы и плотность теплового потока зависят от возраста плиты (времени, прошедшего с начала остывания литосферы) [Sclater et al., 1980; Кутас, 1986].

Измеренный в приповерхностном слое литосферы тепловой поток содержит стационарную составляющую, сформированную потоком тепла неактивизированной мантии, радиогенными источниками земной коры, условиями теплопередачи, и нестационарную, отражающую многофазность развития и изменения условий теплопередачи внутри литосферы и теплообмена на ее границах. Оценка роли различных факторов может быть выполнена только путем моделирования с учетом как современной структуры литосферы, так и особенностей ее эволюции. В жесткой литосфере с преобладающей ролью кондуктивного теплопереноса распре-

деление температур и тепловых потоков должно удовлетворять теории теплопроводности и может быть восстановлено на основе решения стационарного или нестационарного уравнения теплопроводности при известных параметрах среды и условиях на границах [Кутас, 1978; Кутас и др., 1989, 2003; Majcin, 1993, 2000]. Модели структуры геологической среды и ее параметров составляются на основании геолого-геофизической информации [Кутас и др., 1989, 2003]. Чем больше этой информации, тем выше достоверность созданной модели. Наиболее полная информация существует вдоль профилей глубинного сейсмического зондирования, в районах детальных комплексных геолого-геофизических исследований и глубокого бурения. Учитывая многофазность развития и сложность строения геологической среды, создание геотермических моделей следует рассматривать как процесс последовательного уточнения и усложнения как структуры среды и ее параметров, так и схемы ее эволюции. Применение такой методики позволяет максимально приблизить модель к экспериментальным геолого-геофизическим и геотермическим данным. Используемая в этой работе методика построения геотермических моделей изложена в ряде опубликованных работ [Кутас, 1978; Кутас и др., 1989, 2003]. Здесь отметим лишь некоторые основополагающие элементы.

Процесс моделирования включает: 1) оценку влияния на тепловой поток поверхностных факторов; 2) построение модели структуры литосферы; 3) создание модели распределения радиогенных источников тепла и теплофизических параметров; 4) решение прямой стационарной задачи теплопереноса и определение радиогенной и мантийной составляющих теплового потока; 5) определение фонового уровня мантийного теплового потока и выделение нестационарной составляющей; 6) оценку параметров источника нестационарной аномалии и его влияние на распределение температур; 7) расчет поверхностного теплового потока и суммарных температур в литосфере, выделение характерных изотерм, в частности Кюри, солидуса и ликвидуса, фазовых переходов.

Модель структуры литосферы создается на основе обобщения геолого-геофизических информаций. Среда аппроксимируется слоистой блоковой моделью, позволяющей представить ее латеральную неоднородность набором блоков, а изменение параметров с глубиной в пределах блоков — набором слоев. Параметры среды определяются на основе обобщений экспе-

риментальных данных и корреляционных зависимостей. В частности, для определения тепловыделения в кристаллических породах земной коры использованы эмпирические корреляционные зависимости между радиогенной теплогенерацией и скоростями распространения продольных сейсмических волн (V_p) [Rybach, Buntebarth, 1982; Кутас и др., 1989; Cermak et al., 1990; Rybach, 1996]. Интерпретация нестационарных аномалий основывается на предположении, что они связаны с подъемом глубинного вещества (астеносферы) при температуре, близкой к солидусным значениям. Положение поверхности астеносферы и ее температура определяются в процессе решения задачи методом подбора и сравнения рассчитанных температур и тепловых потоков с измеренными в скважинах.

Интерпретация теплового поля и расчет температур в Карпатском регионе выполнены на основе численного решения стационарного и нестационарного уравнения теплопроводности вдоль трех профилей, пересекающих Западные и Восточные Карпаты. Они образуют веерообразную систему, в центре которой находится Паннонский бассейн, характеризующийся максимальной магматической, тектонической и геотермической активностью.

На всех транскарпатских сечениях сохраняется одинаковая региональная тектоническая зональность (платформа, передовой прогиб, ороген, внутренний бассейн), однако эти крупные элементы в разных секторах Карпатской дуги имеют свои эволюционные, структурные, литолого-фациальные особенности. Современный облик Карпат и их геологическая структура сформировались на альпийском этапе под влиянием надрегиональных геодинамических процессов, сопровождавшихся значительными перемещениями литосферных плит, микроплит, террейнов, отдельных блоков и пластин, влиявших на структуру и тепловой режим литосферы. Но степень этого влияния существенно зависела от предыстории региона, региональных и локальных неоднородностей, сформировавшихся на предыдущих этапах эволюции литосферы.

Геотермическая модель Западных Карпат построена на основании сейсмического профиля Cel 04 (рис. 3) [Šroda et al., 2006]. Модель построена для части профиля, пересекающего с северо-запада на юго-восток южный край Западно-Европейской платформы (Малопольский массив), Предкарпатский прогиб, Внешние и Внутренние Складчатые Карпаты, раз-

деляющую их зону Пенинских клишпов, Паннонский бассейн. Малопольский массив (интервал 320—450 км) относится к структурам раннепалеозойского возраста (каледонского тектогенеза). Толщина земной коры составляет в его пределах 30—32 км и увеличивается в южном и северном направлениях до 35—40 км. Верхняя часть разреза состоит из двух слоев осадков мощностью 1—2 км ($V_p = 3,0 \div 3,5$ км/с) и 3—6 км ($V_p = 4,0 \div 5,2$ км/с). Кристаллическая кора состоит из трех слоев. Толщина верхнего слоя ($V_p = 5,8 \div 5,9$ км/с) постепенно увеличивается в юго-восточном направлении от 8 до 12 км, а среднего слоя ($V_p = 6,0 \div 6,3$ км/с) уменьшается от 20 до 10 км. Утонение среднего слоя компенсируется изменением мощности нижнего ($V_p = 6,7 \div 6,9$ км/с) от 6 до 12 км. Поверхность Мохо под Малопольским массивом образует поднятие, которое отражается в структуре нижней коры. В подкоровом слое верхней мантии $V_p = 8,0 \div 8,1$ км/с. Следует отметить существенное различие в распределении сейсмических скоростей в слоях кристаллической земной коры. В верхнем слое по распределению изолиний скорости выделяется антиклинальное поднятие, хотя нижняя граница этого слоя образует прогиб. В среднем слое сохраняется почти горизонтальное положение изолиний скорости, которое в нижней части нарушается выступом нижнего слоя. Изолинии скоростей в нижнем слое практически параллельны его верхней границе, которая формирует на этом участке поднятие. Такая сложная скоростная структура земной коры может свидетельствовать о многофазной активизации этого района и тектонической природе внутренних границ.

Плотность теплового потока на этом участке профиля изменяется от 46 до 60 мВт/м². Минимальные значения (45—50 мВт/м²) соответствуют Малопольскому массиву. К югу и северу тепловой поток увеличивается до 55—60 мВт/м². Средняя генерация радиогенного тепла в осадочном слое составляет 1,2 мкВт/м³, в верхнем слое кристаллической коры, сложенном преимущественно метаморфизованными породами, она практически сохраняет такое же значение (1,1—1,3 мкВт/м³), а в среднем слое уменьшается с глубиной от 1,2 до 0,4 мкВт/м³. В нижнем слое коры она принята равной 0,2 мкВт/м³, в верхней мантии — 0,02 мкВт/м³. Радиогенный тепловой поток земной коры составляет 22—26 мВт/м², мантийный — 27—30 мВт/м². Изотерма 100 °С соответствует глубинам 6—7 км. На глубинах 10, 20 и 30 км температуры достигают соответственно 170—190, 320—340 и 450—

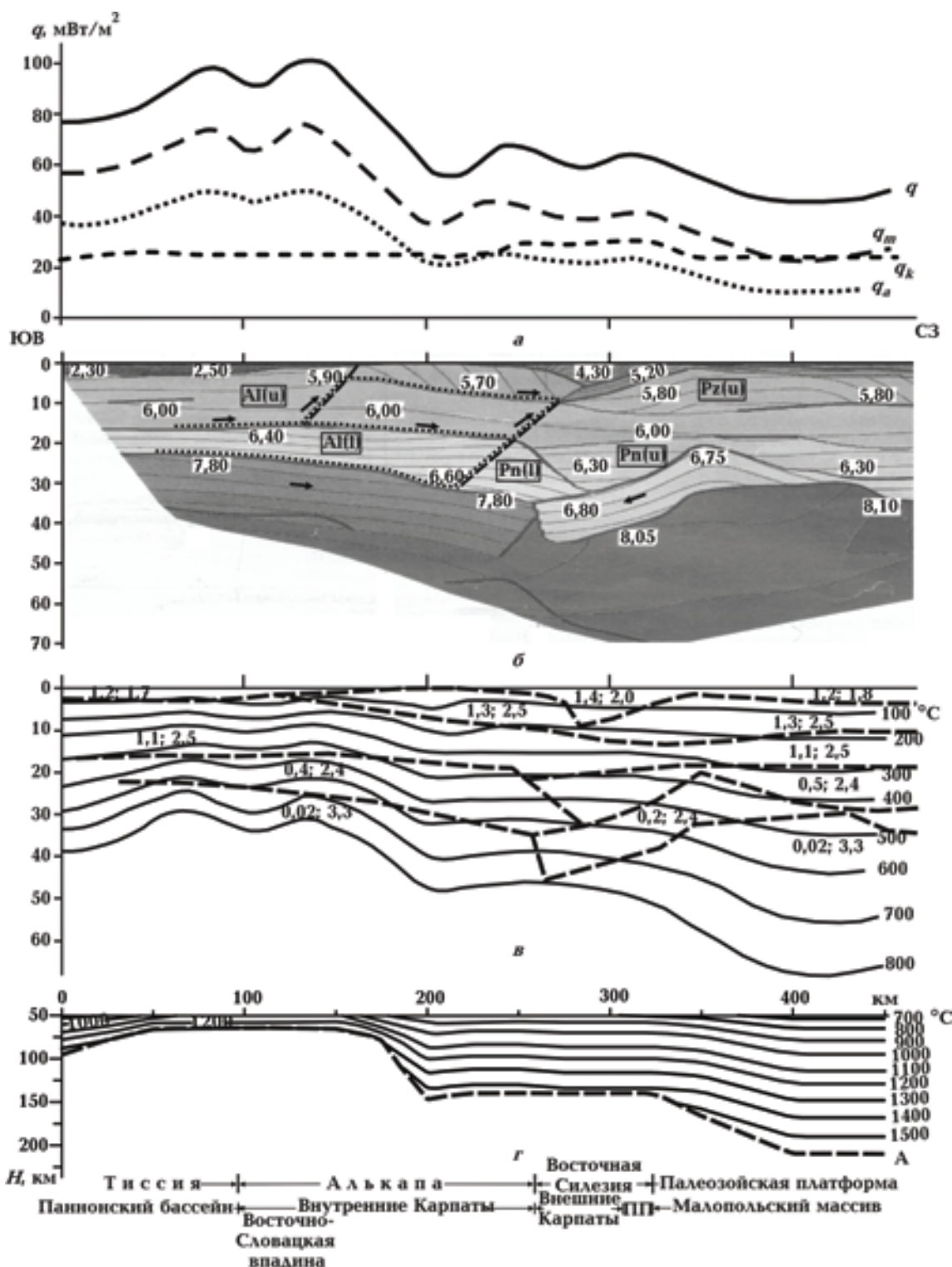


Рис. 3. Геотермическая модель литосферы Западных Карпат вдоль профиля Cel 04 (расположение профиля см. на рис. 1); а — распределение теплового потока (q — средние значения по результатам измерений в скважинах; q_k и q_m — соответственно коровая и мантийная составляющие; q_a — аномальные значения относительно среднего значения на Восточно-Европейской платформе); б — геолого-сейсмический разрез, сейсмические данные по [Šroda et al., 2006] (пунктирные толстые линии — границы слоев, тонкие линии — изолинии скоростей, точками выделены внутрикоровые поверхности срыва и взаимных субгоризонтальных перемещений, пунктирные линии — разломные зоны; обозначения в квадратах — геологическая интерпретация по [Janik et al., 2011]: Al (u) и Al (l) — верхняя и нижняя кора микроплиты Алькапа, Pn (u) и Pn (l) — верхняя и нижняя кора Пеннинского блока, Pz (u) — верхняя кора палеозойской платформы); в — геотермическая модель земной коры (толстыми линиями выделены блоки с разной радиогенной теплогенерацией ($\text{мкВт}/\text{м}^3$, цифры слева) и теплопроводностью горных пород ($\text{Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$, цифры справа), изолинии — температуры, $^{\circ}\text{C}$); г — распределение температур в литосфере глубже 50 км. А — поверхность астеносферы. ПП — Предкарпатский прогиб.

480 °С, на поверхности Мохо — 480—530 °С. Изотермы постепенно погружаются в северном направлении. Толщина литосферы изменяется от 150 до 180 км.

При переходе к Предкарпатскому прогибу и Внешним Карпатам, надвинутым на край Западно-Европейской платформы, представленной Верхнесилезской тектонической единицей, структура земной коры изменяется (интервал 270—320 км). Ее толщина увеличивается до 38—45 км. В ее верхней части выделяется глубокий асимметричный прогиб, заполненный осадками. Мощность осадочной толщи увеличивается в юго-восточном направлении, достигая в наиболее погруженной части 10 км. Ее верхнюю часть ($V_p = 4,0 \div 4,3$ км/с) образует надвиг Складчатых Карпат (аккреционная призма), представленный флишевыми отложениями нижнего мела — миоцена. Их мощность достигает 6—7 км. Надвиг подстилается наклонным слоем ($V_p = 5,2$ км/с), сложенным, очевидно, осадками мезозоя и палеозоя. Кристаллическая кора сохраняет характерное для платформы трехслойное строение, однако структура и параметры слоев изменяются. Мощность верхнего слоя под прогибом уменьшается. Его верхняя низкоскоростная часть полностью разрушается. Мощности среднего и нижнего слоев увеличиваются. Они погружаются в юго-восточном направлении до границы с Внутренними Карпатами. Здесь средний слой ($V_p = 6,26 \div 6,30$ км/с) по тектоническому контакту граничит со средним и нижним слоями ($V_p = 6,0$ и $V_p = 6,40 \div 6,60$ км/с) Внутренних Карпат, а нижний — ($V_p = 6,70 \div 6,80$ км/с) погружается в верхнюю мантию на 8—10 км, образуя своеобразный коровый корень, ограниченный с юга подъемом поверхности верхней мантии с 45 до 33—35 км. В верхней мантии происходит понижение скорости (V_p) от 8,05 до 7,80 км/с.

Плотность теплового потока на этом участке профиля повышается до 58—66 мВт/м². Повышение теплового потока не связано с формированием Карпат или передового прогиба. Такой же уровень сохраняется и за их пределами в Верхнесилезском бассейне. Это означает, что повышение теплового потока обусловлено активизацией Силезской области еще до формирования Карпатского орогена. Уровень теплового потока на этом участке профиля соответствует палеозойскому (вариссийскому) времени тектонической активизации земной коры. За счет радиогенных источников тепла в земной коре генерируется 25—30 мВт/м² теплового потока, а из мантии поступает 30—40 мВт/м².

Температуры на глубинах 10, 20 и 30 км составляют соответственно 190—210, 390—420 и 580—620 °С, на разделе Мохо — 650—680 °С. Поверхность астеносферы поднимается до 140—150 км.

В пределах массивов Внутренних Карпат мощность земной коры составляет 25—35 км (интервал 100—270 км). Земная кора имеет трехслойное строение. В северной части под мало-мощным слоем осадков ($V_p = 2,20 \div 2,50$ км/с) залегает слой метаморфизованных и магматических пород ($V_p = 5,70 \div 5,90$ км/с), мощность которого уменьшается в южном направлении. Кристаллическая кора состоит из двух слоев: $V_p = 6,0$ км/с и $V_p = 6,40 \div 6,60$ км/с. Как и на предыдущем участке, распределение изолиний скорости не согласуется с границами слоев. Изолинии скорости в верхнем слое наклонены в сторону Внешних Карпат и "срезаются" его нижней границей. В верхнем и нижнем слоях кристаллической коры изолинии скоростей горизонтальны, но вертикальные градиенты скорости в них различаются. Граница между ними как бы "срезает" верхнюю часть нижнего слоя при горизонтальном перемещении по этой границе. В основании нижнего слоя горизонтальные изолинии скоростей с северо-востока ограничены наклонной поверхностью Мохо. Такая картина могла возникнуть в результате подплавления этого слоя и субгоризонтального оттока расплава в северном направлении под Внешние Карпаты вплоть до границы с нижним слоем платформы, на которой отмечается резкое уменьшение скорости от 7,8 до 6,8 км/с.

Плотность теплового потока во Внутренних Карпатах составляет 60—70 мВт/м², а в Восточно-Словацкой впадине увеличивается до 100—112 мВт/м². Существенные различия в структуре земной коры между Внешними и Внутренними Карпатами практически не проявляются в тепловом потоке на этом профиле. Дольские массивы характеризуются относительно низкими тепловыми потоками. Вклад земной коры составляет 20—23 мВт/м², а верхней мантии увеличивается до 35—45 мВт/м². Температуры на глубинах 10, 20 и 30 км достигают соответственно 200—240, 400—450, 580—650 °С, а в Восточно-Словацкой впадине увеличиваются до 300—330, 540—600, 750—810 °С. На разделе Мохо температуры изменяются от 600 до 700 °С. Поверхность астеносферы поднимается в направлении Паннонского бассейна от 140—150 до 60—70 км.

В Паннонском бассейне мощность земной коры уменьшается до 23—25 км. Кора состоит

из осадочного слоя (5—8 км), представленного в нижней части метаморфизованными образованиями палеозоя и мезозоя ($V_p = 5,70 \div 5,90$ км/с), а в верхней — молассовыми отложениями неогена ($V_p = 2,3 \div 2,5$ км/с), и двух относительно низкоскоростных слоев кристаллической коры. Мощность верхнего ($V_p = 6,0 \div 6,10$ км/с) составляет 15—18 км, а нижнего ($V_p = 6,40 \div 6,50$ км/с) не превышает 10 км. В подкоровом слое верхней мантии $V_p = 7,8$ км/с. Изолинии скоростей в нижнем слое коры располагаются почти горизонтально, а в подкоровом слое параллельны разделу Мохо. Формирование структуры земной коры на этом участке, очевидно, связано с подплавлением и растяжением ее нижней части.

Плотность теплового потока в пределах Паннонского бассейна изменяется от 70 до 105 мВт/м². Вклад радиогенного тепла земной коры в общую величину теплового потока составляет 19—20 мВт/м², а мантии увеличивается до 50—65 мВт/м². Высокие мантийные тепловые потоки соответствуют высоким температурам в верхней мантии, которые могут быть обеспечены только за счет притока глубинного вещества. Интерпретация аномалии теплового потока, выполненная на основе теории теплопроводности, позволяет объяснить высокие тепловые потоки в Паннонском бассейне поднятием глубинных масс при солидусных температурах (~ 1200 °C) на уровень 35—45 км 25—30 млн лет назад (олигоцен — ранний миоцен) [Кутас и др., 1989; Кутас, 1993]. На отдельных участках очаги плавления формировались в земной коре на глубинах 12—20 км. С охлаждением магматических объектов в земной коре и верхней мантии и гидротермальной разгрузкой может быть связано дополнительное повышение теплового потока на 10—25 мВт/м².

Как уже отмечалось, структура земной коры вдоль Карпатской дуги изменяется. Уже в восточной части Западных Карпат (в зоне поворота Карпатской дуги) отмечаются существенные различия как в структуре и литологостратиграфической характеристике кайнозойского этажа, так и в строении, условиях образования и развития подстилающих более древних горизонтов земной коры. Изменяется и характер теплового поля. Эту часть Карпат пересекает несколько сейсмических профилей [Guterch et al., 2003; Grad et al., 2006; Šroda et al., 2006; Janik et al., 2011 и др.]. Геотермическая модель земной коры построена на отрезке профиля Cel 05 (0—800 км), который подобно предыдущему (Cel 04) пересекает все главные тектонические зоны Карпат (от Паннонского бассейна на западе до Вос-

точно-Европейского кратона на востоке) (рис. 4) [Grad et al., 2006].

В Паннонском бассейне профиль Cel 05 (0—250 км) пересекает его центральную часть и Срединно-Венгерскую тектоническую зону. Мощность, структура и скоростная характеристика земной коры здесь практически не отличаются от описанных выше. Тепловые потоки составляют 85—105 мВт/м², вклад коры и мантии — соответственно 18—22 и 50—65 мВт/м². Изменения в структуре земной коры и тепловом поле отмечаются в зоне перехода к массиву Внутренних Карпат (в районе гор Букк) (интервал 220—27 км). Здесь в верхней части разреза выделяется линзообразное высокоскоростное тело ($V_p = 6,4$ км/с), над которым тепловой поток повышается на 20—25 мВт/м². Эта скоростная неоднородность характерна только для верхнего слоя и существенно не нарушает структуру нижних слоев. Относительно ее природы можно высказать разные предположения: реликт древней океанической коры, остатки террейна континентальной литосферы, продукт мезозойской или кайнозойской магматической активности. С учетом проявления в этом районе мезозойского вулканизма и повышения теплового потока последнему предположению, по-видимому, следует отдать предпочтение.

К северу от упомянутого высокоскоростного тела под Внутренними Карпатами (300—390 км) существенно увеличивается мощность (до 10—12 км) нижней части осадочного слоя ($V_p = 5,85 \div 5,90$ км/с), представленного, вероятно, метаосадками палеозоя и мезозоя. На северо-востоке его ограничивает тектоническая зона Пеннинского клиппового пояса, которая на разрезе земной коры проявляется в виде погружающегося в юго-западном направлении слоя пониженных скоростей до границы верхнего слоя кристаллической коры (до глубины 10 км). Эта тектоническая зона может быть протрассирована и в верхнем слое кристаллической коры (до 20 км) по изменению скоростной картины (изменению субгоризонтального положения изолиний скорости на субвертикальное) (330—370 км).

На участке профиля, пересекающего Внутренние Карпаты, сохраняется двуслойное строение кристаллической земной коры, мощность которой увеличивается до 30 км. Верхний слой кристаллической коры характеризуется значительной неоднородностью и по своей структуре существенно отличаются от нижнего слоя, который утонен до 7—8 км и постепенно погружается под Внешние Карпаты практически без изменения своей мощности. При этом

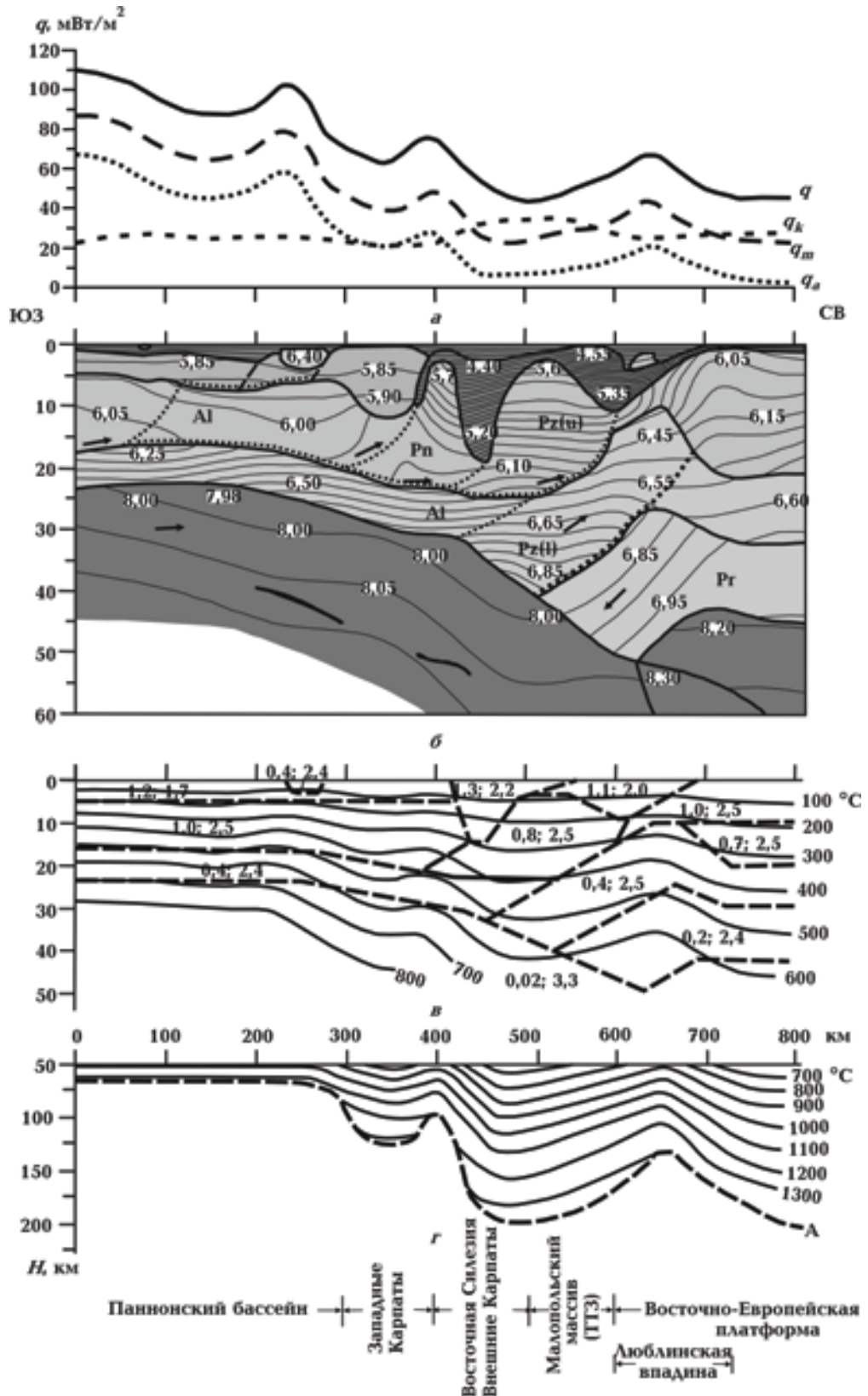


Рис. 4. Геотермическая модель литосферы через восточную часть Западных Карпат вдоль сейсмического профиля Cel 05. Сейсмические данные по [Grad et al., 2006]. Условные обозначения см. на рис. 3. Авторская тектоническая интерпретация блоков земной коры: Al — микроплита Алькапа, Pn — фрагмент коры Пенинской тектонической единицы, Pz (u) и Pz (l) — верхняя и нижняя палеозойская кора, Pr — кора Восточно-Европейской платформы.

изолинии скорости сохраняют субгоризонтальное распределение и как бы "срезаются" погружающимися под Внешние Карпаты его верхней и нижней границами. В итоге можно сделать достаточно обоснованный вывод, что нижний слой не погружался наклонно под Внешние Карпаты, а его верхняя часть была деформирована в результате тектонического срыва и надвигания в северо-восточном направлении. Наклон под Внешние Карпаты современного раздела Мохо образовался за счет подплавления нижней коры и ее разрушения движущимся потоком подкорového вещества.

Тепловые потоки в пределах массивов Центральных Западных Карпат составляют 60—65 мВт/м² и увеличиваются на границе с Паннонским бассейном до 70—75 мВт/м². Сложная структура земной коры этого региона почти не отражается на распределении тепловых потоков. Как показывает моделирование теплового поля, неоднородности земной коры, образовавшиеся на кайнозойском этапе ее развития, создают локальные возмущения, не превышающие 5—7 мВт/м². Радиогенный тепловой поток земной коры составляет 19—24 мВт/м², мантийный изменяется от 42 до 50 мВт/м² (см. рис. 4). Температура на разделе Мохо достигает 590—680 °С. Изотерма 1300 °С под Паннонским бассейном находится на глубинах 65—75 км и погружается до 110—130 км под массивом Западных Внутренних Карпат.

Значительной неоднородностью отличается земная кора Внешних Карпат и Предкарпатского прогиба (интервал 390—510 км). Ее верхнюю часть образует слой со скоростями менее 5,5 км/с, мощность которого на некоторых участках достигает 20 км. Он представлен разновозрастными осадками — платформенными мезозоя—палеозоя, раннемеловыми—раннемиоценовыми флишеидными Карпатских покровов, неогеновыми молассами Предкарпатского прогиба. Непосредственно у Пенинского клиппового пояса (390—420 км) под слоем низкоскоростных осадков (на глубинах менее 5 км) по сейсмическим данным выделяется ограниченный блок в виде выступа фундамента. Сейсмические скорости в нем равномерно повышаются с глубиной от 5,7 до 6,0 км/с. Однако ближайшая к профилю скважина (Смильно-1) глубиной свыше 5000 м [Grad et al., 2006] не вышла из флишевых олигоцен-эоценовых отложений. Авторы упомянутой работы с учетом экспериментальных данных о диапазоне изменения скоростей флишевых отложений (от 4,1 до 6,0 км/с) и другой геофизической информации предполагают,

что верхняя часть разреза с $V_p > 5,7$ км/с до глубины 8—10 км сложена флишеидными образованиями Магурского покрова. Кристаллическая кора имеет двуслойное строение ($V_p = 6,0 \div 6,2$ и $6,5 \div 6,8$ км/с). Поведение границ этих слоев дисгармонирует с распределением в них изолиний скорости. Мощность коры составляет 32—34 км, а скорость в подкорovém слое верхней мантии — 8,0 км/с.

Тепловой поток на этом участке увеличивается до 70 мВт/м². Детальная характеристика теплового поля в этом регионе дана в работе [Majcin et al., 2014]. Распределение температур и тепловых потоков зависит от многих региональных и локальных факторов — структуры земной коры и осадочного слоя, наличия разломов и локальных магматических тел, гидрогеологических и поверхностных условий и др. Их анализ и результаты математического моделирования позволяют связать аномальные тепловые потоки с системой разломов вдоль края Евразийской плиты и проявлениями вулканической и гидротермальной активности [Majcin et al., 2014].

В интервале 420—500 км профиль пересекает прогиб Внешних Карпат, мощность осадков в котором достигает 18—20 км. Верхняя часть разреза (7—10 км) представлена флишеидными образованиями (нижний мел — ранний миоцен) алохтона. Ниже, очевидно, залегают автохтонные отложения миоцена, мезозоя и палеозоя. Скв. Кузмина-1, пробуренная в пределах Сколевского покрова, вскрыла отложения неогена на глубинах свыше 6800 м и рифейский фундамент на глубинах свыше 7380 м [Karnkowski, 1992; Крупский, 2001]. Кристаллическая кора сохраняет двуслойное строение ($V_p = 5,9 \div 6,2$ и $6,5 \div 6,8$ км/с). Мощность верхнего слоя под прогибом сильно сокращена (до 7—10 км). На структуре нижнего слоя образование прогиба не отразилось. Изолинии скоростей внутри кристаллических слоев горизонтальны и не согласуются с их границами. Поверхность Мохо погружается до глубины 35 км. Скорость пород верхней мантии составляет 8,0 км/с.

Плотность теплового потока уменьшается от 60 в западной части до 45—48 мВт/м² в Предкарпатском прогибе. Соответственно коровая и мантийная составляющие изменяются от 26 до 20 и от 35 до 23 мВт/м². Температура уменьшается на глубине 10 км от 260 до 205 °С, на глубине 20 км от 460 до 350 °С и на глубине 30 км от 600 до 475 °С. На разделе Мохо температура составляет 600—585 °С. Поверхность астеносферы погружается на глубины 150—180 км.

Сложной и до конца не раскрытой структурой земной коры отличается отрезок профиля между Складчатыми Карпатами и Восточно-Европейским кратоном (интервал 500—650 км). Авторы работы [Grad et al., 2006] отождествляет эту область с Трансъевропейской сутурной зоной (TESZ), состоящей из нескольких тектонических блоков разного возраста и происхождения, надвинутых на погруженный край Восточно-Европейской платформы. Непосредственно к Предкарпатскому прогибу прилегает Малопольский массив, сложенный складчатыми раннепалеозойскими метаосадками (каледонская фаза складчатости), перекрытыми относительно маломощным слоем палеозойских, мезозойских ($V_p = 4,5 \div 5,5$ км/с) и кайнозойских ($V_p = 4,0 \div 4,5$ км/с) осадков. В основании Люблинского трога лежит линзообразное высокоскоростное тело. Ему в кристаллической коре соответствуют поднятия среднего и нижнего слоев земной коры с амплитудой до 10 км. Кристаллическая кора приобретает трехслойное строение и ее структура усложняется. Мощность верхнего слоя ($V_p = 6,0 \div 6,5$ км/с) изменяется от 4,0—5,0 км до 20 км. С учетом изменения мощности и скоростной характеристики на этом участке профиля в его пределах можно выделить три блока (Малопольский массив, Люблинский трог и склон Восточно-Европейского кратона), имеющих, очевидно, разное происхождение и подвергавшихся неоднократным тектоническим воздействиям. Мощность среднего слоя ($V_p = 6,45 \div 6,6$ км/с) остается на этом участке профиля практически постоянной. Он поднимается под Люблинской впадиной, погружается под Малопольский массив и продолжается под Складчатыми Карпатами как нижний слой. Изолинии скорости на всем протяжении сохраняют субгоризонтальное положение. Нижний слой ($V_p = 6,7 \div 7,5$ км/с) также поднимается под Люблинской впадиной и далее погружается под Малопольский массив и "срезается" разделом Мохо. Распределение скоростей в этом слое так же, как и в двух верхних, не согласуется с его границами. Мощность земной коры изменяется от 50—52 км под Лысогорской единицей и Люблинской впадиной до 42—45 км под Восточно-Европейским кратоном, а скорость мантийных пород — соответственно от 8,0 до 8,3 км/с. Этот участок профиля характеризуется низкими тепловыми потоками (42—55 мВт/м²). Примерно половина этого потока (20—24 мВт/м²) генерируется в земной коре. Такой уровень тепловых потоков характерен для тектонических единиц протерозойского и раннепалеозойского возраста.

Повышение потоков до 60—70 мВт/м² отмечается в Люблинской впадине. По уровню тепловых потоков образование этой структуры следует связывать с позднемезозойскими геодинамическими процессами, что и подтверждают геологические данные [Глушко, 1994; Карпатська ..., 2004]. Она, очевидно, формировалась как краевой рифт на Евразийской плите в триасе—юре. На этапе альпийского орогенеза и активных коллизионных процессов в Карпатах она, как и другие участки на краю Евразийской плиты, была активизирована с образованием зон локального растяжения, системы разломов сбросового типа (часто по плоскостям более древних взбросов и надвигов) и, возможно, декомпрессионных очагов плавления в нижней коре.

Геотермическая модель литосферы Восточных Карпат построена вдоль международного профиля PANCAKE (PANnonian—Carpathian—Cratonic Europe) (рис. 5), который начинается в центральной части Паннонского бассейна в Венгрии, проходит через Украинский сектор Восточных Карпат и выходит на юго-западный склон Восточно-Европейской платформы [Starostenko et al., 2013]. Он пересекает в пределах Паннонского бассейна микроплиты Тиссия и Алькапа, которые разделяет Средневенгерская тектоническая зона, Закарпатский неогеновый прогиб, Пенинскую клипшовую зону, Восточные (Флишевые) Карпаты, Предкарпатский прогиб, склон Восточно-Европейской платформы, представленный Львовским палеозойским прогибом и Волыно-Подольской моноклиной [Тектоническая ..., 1986; Карпатська ..., 2004; Тектонічна ..., 2007]. Детальная характеристика теплового поля и геотермической модели земной коры вдоль этого профиля дана в работах [Кутас, 2013, 2014]. Здесь будет обращено внимание лишь на некоторые особенности геотермического режима, которые в той или иной форме находят отражение в строении и эволюции литосферы.

Структура земной коры вдоль этого сечения несколько отличается от предыдущих. В частности, между Паннонским бассейном и Пенинской зоной клипшов появляется Закарпатский прогиб, но отсутствуют кристаллические массивы, характерные для Западных Внутренних Карпат. Несколько изменяется и структура Флишевых Карпат в связи с расширением внешних покровов и сужением внутренних. С внешней стороны Карпатской дуги отсутствуют явно выраженные фрагменты палеозойской платформы, которые севернее прослеживаются в

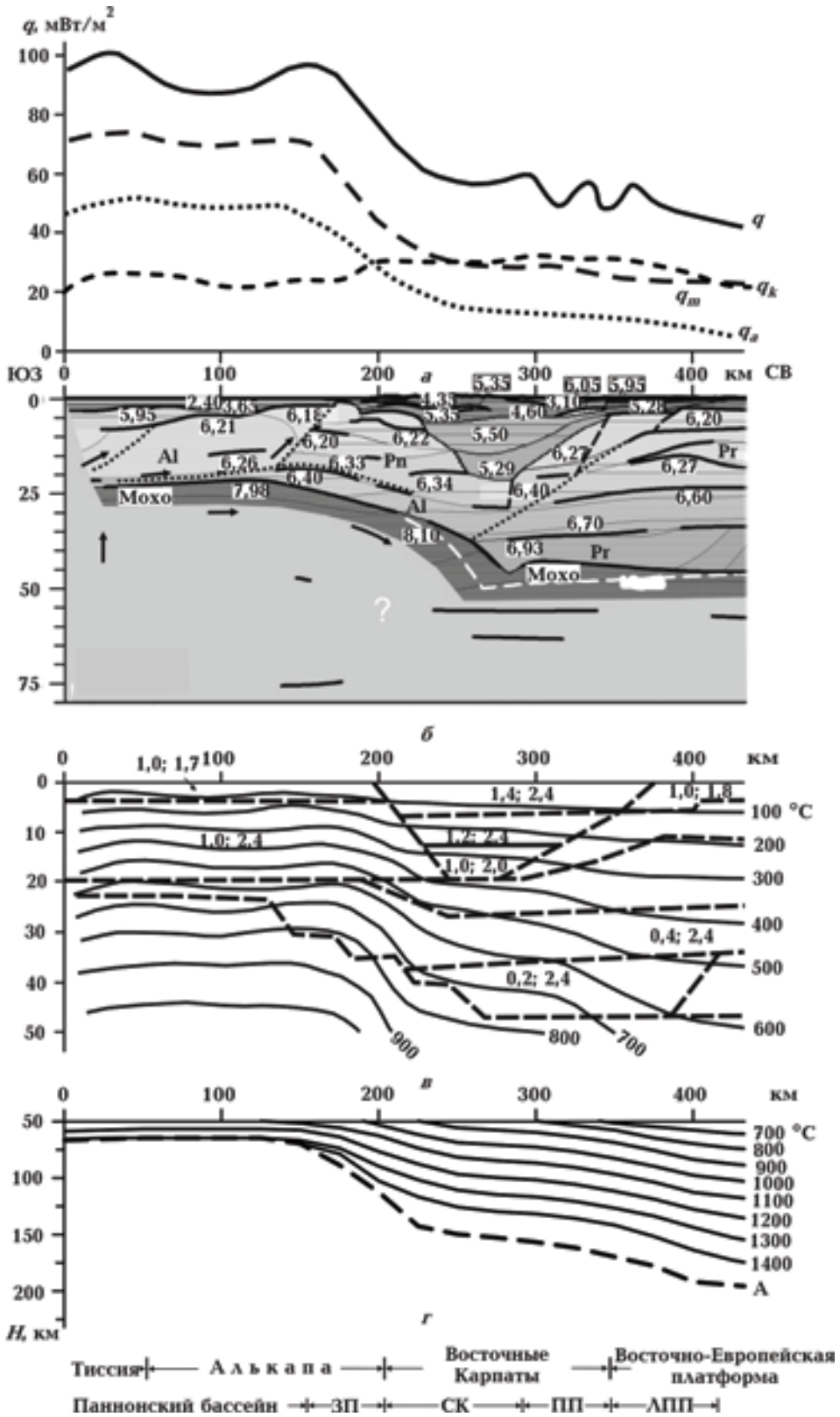


Рис. 5. Геотермическая модель литосферы через Восточные Карпаты вдоль профиля PANCAKE (DOBRE-3). Сейсмические данные по [Starostenko et al., 2013]. Условные обозначения см. на рис 3 и рис. 4.

виде Рава-Русской зоны. Предкарпатский прогиб, значительная часть которого перекрыта надвигом Внешних Складчатых Карпат, граничит с Львовским палеозойским прогибом, наложенным на край Восточно-Европейской платформы. Предполагается, что в виде узкой полосы палеозойская платформа совместно с TESZ протягивается под надвигом вдоль всех Восточных Карпат [Глушко, 1968; Карпатська ..., 2004; Заяц, 2013 и др.].

Вдоль профиля можно выделить три сектора с разным строением и мощностью земной коры и уровнем тепловых потоков. Юго-западный сектор профиля (интервал 0—200 км) представлен Паннонским бассейном и Закарпатским прогибом. Как и на предыдущих профилях, кристаллическая земная кора в Паннонском бассейне низкоскоростная ($V_p = 6,0 \div 6,4$ км/с). Она имеет двуслойное строение. Ее мощность составляет 22—25 км. В Закарпатском прогибе мощность коры увеличивается в северо-восточном направлении до 30 км. В этом же направлении происходит увеличение скорости пород в подкоровом слое от 7,9 до 8,0 км/с. Земная кора Закарпатского прогиба также низкоскоростная, однако по своей структуре и распределению скоростей она заметно отличается от коры Паннонского бассейна. Анализ структуры земной коры, ее скоростных и геотермических параметров Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба позволяет сделать предположение, что их развитие в доолигоценое время происходило в разных тектонических условиях.

Паннонский бассейн и Закарпатский прогиб характеризуются высоким тепловым потоком, который достигает 85—110 мВт/м². Максимальные значения соответствуют Средневенгерской тектонической зоне и Береговскому холмогорью. Повышение теплового потока связано с притоком глубинного тепла [Кутас и др., 1989; Кутас, 1993; Majcin, 1993]. Мантийная составляющая теплового потока достигает 70—80 мВт/м², вклад вулканических и гидротермальных процессов — 10—30 мВт/м². Радиогенный тепловой поток земной коры равен 19—24 мВт/м². В восточной части Закарпатского прогиба и в Пенинском клипповом поясе потоки уменьшаются до 65—70 мВт/м². Мощность современной литосферы изменяется от 60 км в центральной части Паннонского бассейна до 120 км на его периферии и на границе с Восточными Карпатами. В интервале от 205 до 350 км профиль пересекает Внешние Складчатые Кар-

паты, под которыми в земной коре сформировался глубокий прогиб. Мощность осадочной толщи в прогибе достигает 10—22 км. Она состоит из трех слоев. Их мощность увеличивается в юго-западном направлении. Верхний ($V_p = 3,0 \div 4,6$ км/с), очевидно, соответствует надвигу Флишевых Карпат. Его мощность составляет 7—10 км. Средний ($V_p = 5,5$ км/с, $h = 6—8$ км), возможно, представлен образованиями автотона, а нижний ($V_p = 5,29$ км/с) — платформенными мезо-палеозойскими осадками. Примерно такие же скорости характерны для платформенных образований, лежащих в основании Предкарпатского прогиба.

Под Внешними Карпатами существенно изменяется структура кристаллической земной коры. Двуслойная кора в Паннонском бассейне и под юго-западной частью Внешних Карпат трансформируется в трехслойную (типичную для докембрийской платформы) под их северо-восточной частью и Предкарпатским прогибом. Нижний ($V_p = 6,8 \div 7,4$ км/с) и средний ($V_p = 6,4 \div 6,7$ км/с) слои практически без нарушения с небольшим погружением и уменьшением мощности продолжают от Восточно-Европейской платформы до середины наиболее погруженной части Внешних Карпат, где они "упираются" в поднимающийся раздел Мохо, а верхний слой, погружаясь под Карпаты, постепенно разрушается. Мощность коры увеличивается до 40—44 км, а скорость подкоровых мантийных пород — до 8,2 км/с. Тепловые потоки в западной части этого отрезка профиля (между Закарпатским и Ужоцким разломами) постепенно уменьшаются от 70 до 55—60 мВт/м². В восточной части они составляют 50—60 мВт/м² и в Предкарпатском прогибе — 40—55 мВт/м². Радиогенный поток земной коры составляет 22—35 мВт/м², мантийный — 20—25 мВт/м². Увеличение радиогенного теплового потока происходит за счет увеличения мощности флишевых отложений, обладающих повышенной радиоактивностью. Увеличение мантийного потока под юго-западной частью Внешних Карпат (Дуклянская, Поркулетская, Магурская зоны) обусловлено поднятием в конце олигоцена—миоцена астеносферы под Паннонским бассейном и Закарпатским прогибом с возможным оттоком расплава под Карпатский ороген. Относительно низкий уровень тепловых потоков в северо-восточной части Внешних Карпат свидетельствует о наличии под ними и Предкарпатским прогибом докембрийского или раннепалеозойского основания [Кутас, 2014].

Особенности геодинамической и тепловой эволюции литосферы. Совместный анализ геотермических условий и структуры земной коры позволяет выделить некоторые особенности геодинамического и теплового развития региона и оценить их соответствие современным геотектоническим концепциям и тектонического районирования.

Анализ распределения тепловых потоков и результатов моделирования теплового поля вдоль профилей сейсмического зондирования, пересекающих разные сектора Карпатской дуги, свидетельствует о довольно существенной геотермической неоднородности, отражающей осо-

бенности строения и многофазного геодинамического развития литосферы. Максимальной геотермической активностью (высокими тепловыми потоками) характеризуется Паннонский бассейн, образовавшийся в неогене во Внутрикarpатской области. Его оконтуривают изолинии теплового потока 70—80 мВт/м² (рис. 2, 6). Внутри этого контура плотность теплового потока изменяется от 70 до 120—130 мВт/м². Аномально высокими значениями выделяются зоны проявления наиболее интенсивных тектонических процессов (разломов, грабенообразных прогибов и др.) и неоген-четвертичного вулканизма. Область аномально высокой геотер-

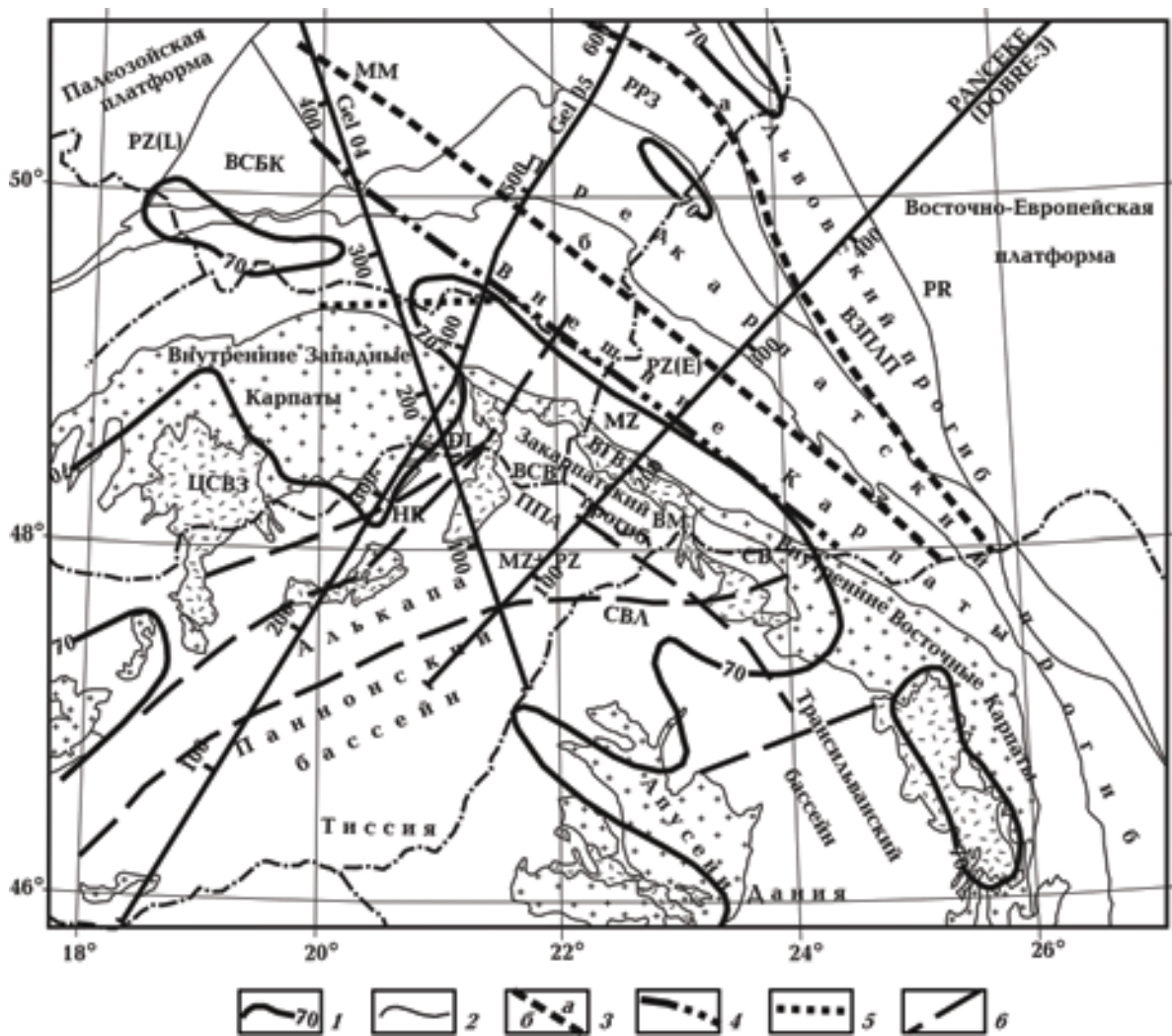


Рис. 6. Контурсы геотермической аномалии и положение разновозрастных блоков земной коры в Карпато-Паннонском регионе: 1 — изолинии теплового потока, мВт/м²; 2 — границы тектонических зон; 3 — граница ВЕП по поверхности фундамента (а) и подошве коры (б); 4 — границы зоны с раннепалеозойским фундаментом; 5 — границы вариссийской платформы; 6 — некоторые глубинные разломы (HR, DL — соответственно Хурбаново и Дарно тектонические линии; PR, PZ (E), PZ (L), MZ — протерозойские, раннепалеозойские, позднепалеозойские и мезозойские блоки соответственно).

мической активности на северо-западе от Центрального массива Западных Карпат отделяет протяженная тектоническая линия (сдвиговая зона), представленная в пределах Внутренних Карпат системой нарушений (Раба—Хурбаново—Дарно). Она разделяет южную и северную части микроплиты Алькапа, а также ограничивает продолжение в северо-западном направлении Закарпатского прогиба. Во Флишевых Карпатах она разделяет Западные и Восточные Карпаты, а в Предкарпатском прогибе является северо-западной границей Внутренней (Бориславско-Покутской) зоны. По мнению некоторых исследователей, эта тектоническая зона прослеживается и за пределами Карпат на Восточно-Европейской платформе [Глушко, 1968, 1994; Чекунов, 1970]. С юго-востока область высоких тепловых потоков ограничивают горы Апусени и Трансильванская впадина. Эта граница имеет сложную конфигурацию и также представлена системой тектонических нарушений.

Геотермическая активизация охватила не всю Внутрикрупатскую область. Она не ограничена отдельными тектоническими блоками, микроплитами или сутурными зонами. В геотермическую активизацию были втянуты частично Внешние Карпаты, южная часть микроплиты Алькапа, северо-западная часть микроплиты Тиссия и разделяющая их на современном этапе Средневенгерская тектоническая зона. Геотермическая аномалия наложилась на структуры разного типа и возраста. Поэтому можно предполагать, что образование этих тектонических элементов и геотермической аномалии происходило с участием разных геодинамических процессов и со смещением во времени. В формировании тектонического облика литосферы участвовали главным образом крупномасштабные горизонтальные движения плит, микроплит, пластин, блоков и других фрагментов, начиная с позднего мезозоя и до настоящего времени, а геотермических аномалий — вертикальные перемещения вещества в конце олигоцена—миоцене. Максимально геотермическая активность проявилась в относительно ограниченных контактных и окраинных зонах плит и микроплит, что может свидетельствовать о влиянии их взаимодействия на образование субвертикальных потоков вещества и тепла.

Как уже отмечалось, высокие тепловые потоки невозможно объяснить изменением теплофизических параметров или распределением радиогенных источников тепла. Избыточное тепло поступает из мантии. Его традиционно связывают с поднятием астеносферы, темпера-

тура которой предполагается равной солидным значениям. Если эта температура известна (обычно принимается равной 1200—1300 °С), то положение этих изотерм может быть определено с учетом данных о строении литосферы и плотности теплового потока на поверхности из решения нестационарного уравнения теплопроводности [Кутас, 1978; Кутас и др., 1989, 2003, Majcin, 1993]. Как следует из результатов моделирования, на основе решения нестационарного уравнения теплопроводности современное среднее значение плотности теплового потока (90—95 мВт/м²) в Паннонском бассейне согласуется с положением изотерм 1200—1300 °С на глубинах 75—60 км. Температуры 1100—1200 °С на минимальных глубинах (40—35 км) находились 25—16 млн лет назад [Кутас, 1993]. Однако следует учитывать, что при оценке положения и параметров астеносферы как слоя частичного плавления появляется некоторая неоднозначность. Она связана, в первую очередь, с определением температуры плавления, которая зависит от состава пород, содержания воды, напряженного состояния, давления, наличия тектонических нарушений и пр. Степень влияния этих факторов изменяется по глубине и во времени в процессе эволюции литосферы. Существуют достаточно весомые аргументы считать, что состав мантийных пород и содержание в них флюидов в разных регионах существенно различаются. Многократно активизированная верхняя мантия древних платформ, вероятно, обеднена флюидами и легкоплавкими элементами, а температура ее плавления выше, чем мантии активных областей, особенно в субдукционных и коллизионных зонах, в которых происходит затягивание в верхнюю мантию пород земной коры, включая и осадки. Разница в температурах плавления сухих и влажных пород может достигать 200—500 °С и более [Добрецов, 1980]. Температура плавления водонасыщенных основных пород снижается до 950—1100 °С, а кислых — до 650—700 °С. Поэтому в зонах притока флюидов фронт плавления при тех же геотермических условиях поднимается выше, а плавление начинается при пониженных температурах.

Неопределенность с оценкой температуры и положения магматических очагов может быть уменьшена при совместном анализе геотермических данных и эволюции вулканизма. Естественно предположить, что наиболее активному проявлению магматической активности соответствует максимальное повышение температуры, а ее затухание или окончание — нача-

лу остывания. Неоген-четвертичный вулканизм в Карпатско-Паннонском регионе соответствовал коллизионному и постколлизионному этапам его развития [Ляшкевич и др., 1995; Récskaу et al., 1995, 2006; Ляшкевич, Яцожинский, 2005; Seghedi et al., 2005; Lexa et al., 2010 и др.]. Он начался в раннем миоцене и продолжался до плейстоцена (от 21 до 0,6 млн лет), постепенно мигрируя во времени с запада и северо-запада на восток и юго-восток (от внутренней области бассейна к периферии). При этом изменялся состав продуктов вулканизма, формы и интенсивность его проявления, что свидетельствует не только о неоднородности земной коры и верхней мантии, но и об изменении термобарических, геодинамических и флюидных условий. Начальная стадия (временной интервал 20—11 млн лет) характеризуется проявлениями взрывного ареального вулканизма с накоплением эффузивно-пирокластической толщи (туфы, игнимбриты), представленной кислыми и среднекислыми известково-щелочными образованиями (риолитами, дацитами, андезитами). Они связаны с плавлением корового вещества под влиянием мантийных потоков тепла и флюидов на значительной площади. Риолито-дацитовый вулканизм сменил андезитовый (19—7 млн лет). Наиболее интенсивно он проявился в контактных, разломных и краевых зонах. С ним связано формирование вдоль внутренней стороны Карпатской дуги вулканической гряды Выгорлат—Гута—Калиман—Харгита. Среди продуктов вулканизма преобладают андезиты, андезито-базальты и их туфы. Формирование гряды началось на северо-западе в конце миоцена (16 млн лет назад) и закончилось в плиоцене (6 млн лет тому). Очаги магмы находились на глубинах 40—50 км. Финальная стадия магматической активности (11—0,6 млн лет) проявилась локально. Она представлена щелочными и субщелочными базальтами и ультраосновными разностями, связанными с очагами плавления в верхней мантии [Seghedi et al., 2004]. Эволюция неальпийского магматизма в Паннонском бассейне удовлетворительно согласуется с результатами интерпретации геотермических данных. Максимальная геотермическая и магматическая активность соответствует временному интервалу от 20 до 10 млн лет. Постепенное изменение состава продуктов неоген-четвертичного магматизма от кислых и среднекислых до основных и ультраосновных свидетельствует о направленном погружении очагов плавления с земной коры в верхнюю мантию (от 20—30 до 50—80 км). На основе анализа

продуктов магматизма степень плавления в очагах оценивается от 6 до 0,6 % [Seghedi et al., 2004].

Модель с поднятием астеносферного дипира в неоген-четвертичное время вполне приемлема для объяснения теплового режима литосферы Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба. Она согласуется с образованием магматических очагов в подкоровом слое верхней мантии, подплавлением нижнего слоя земной коры и плавлением метаморфизованных осадков среднего слоя земной коры на глубинах 15—20 км (рис. 7). Однако для образования и подъема астеносферного диапира необходим дополнительный приток тепла из недр, способный обеспечить увеличение объема расплава в астеносфере до 10—30 % [Добрецов, 1980; Рингвуд, 1981], подплавление литосферы и более эффективный механизм теплопереноса в литосфере в виде сквозьлитосферных тепломассопотоков, диапиров, плюмов, конвективных потоков и пр. Температура плавления пород зависит от их состава и термобарических условий. Для реализации процесса плавления и увеличения объема расплава необходимы приток дополнительной энергии или при тех же геотермических условиях снижение начальной температуры плавления.

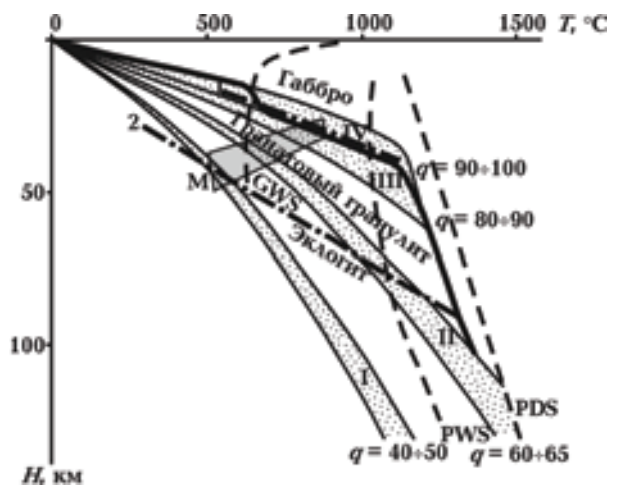


Рис. 7. Плотность теплового потока и распределение температур в литосфере разного времени консолидации: I — докембрийская ($q = 40 \div 50$ мВт/м²), II — палеозойская ($q = 60 \div 70$ мВт/м²), III—IV — альпийская ($q = 70 \div 110$ мВт/м²). Утолщенная кривая соответствует распределению температур в Паннонском бассейне на стадии максимального разогрева (конец олигоцена — конец миоцена, 25—10 млн лет назад); GWS — кривая плавления водосодержащих кислых пород; PWS — кривая плавления водосодержащих пород основного состава; PDS — кривая плавления сухих пород основного состава.

Температура плавления пород снижается при падении давления или увеличении в составе пород легкоплавких элементов и флюидов (воды, углекислоты и др.). Декомпрессия литосферы возникает в результате образования в ней глубинных разломов, проницаемых и нарушенных зон, очагов сжатия и растяжения. При изменении напряженного состояния разрушается в первую очередь самая холодная, хрупкая и неоднородная верхняя часть литосферы. При этом создаются благоприятные условия для образования очагов плавления на относительно небольших глубинах и формирования полиастеносферной структуры верхней мантии.

Обогащение верхней мантии легкоплавкими элементами и флюидами реализуется за счет глубинных флюидных потоков или погружения в литосферу земной коры совместно с насыщенными водой осадками в зонах субдукции и коллизии. Субдукционный процесс приводит не только к обогащению литосферной мантии легкоплавкими элементами и флюидами, но и к дополнительному выделению тепловой энергии за счет трения на поверхности погружающегося слэба, нарушению устойчивости системы литосфера—астеносфера, усилению теплообменных процессов.

Естественно, все упомянутые процессы могли иметь место в геологической истории Карпато-Паннонского региона и оказать влияние на современное строение литосферы и ее тепловой режим. В альпийской геологической истории Карпат можно выделить два этапа [Глушко, 1968; Ляшкевич и др., 1995; Карпатська ..., 2004; Гнилко, 2011]. На первом этапе (средний триас — ранняя юра) преобладал геодинамический режим растяжения, сопровождавшийся рифтогенезом, раскрытием океанических бассейнов, ультраосновным и основным магматизмом, выносом глубинного вещества и тепловой энергии. На втором этапе, начиная с поздней юры, преобладал длительный режим сжатия, сопровождавшийся закрытием океанических бассейнов, субдукцией, разрушением и погружением краевых зон континентов, образованием в надсубдукционной области островной дуги, многочисленных микроплит и террейнов, раскрытием преддуговых и задуговых бассейнов, краевых и надсубдукционных рифтов, активизацией магматизма, представленного преимущественно известково-щелочными сериями. На этом этапе сформировались покровно-складчатые структуры Внутренних Карпат, а на склоне Евразийской плиты на разрушенных и погруженных окраинах континента образо-

вались глубоководные бассейны (Пенинский, Магурский, Примармарошский(?) и др.), в которых накапливались флишевые отложения.

С учетом строения и теплового режима современных островных дуг и задуговых бассейнов можно предположить, что сформировавшаяся на этом этапе литосфера и ее тепловой режим отличались большим разнообразием, но преобладали повышенные тепловые потоки ($60—80 \text{ мВт/м}^2$), мощность литосферы изменялась от 50 до 100 км, а мощность континентальной земной коры составляла 25—40 км. О повышенной геотермической активности мезозойских структур в Карпатском регионе свидетельствуют проявления мезозойского магматизма и высокая степень метаморфизма осадочных пород, а также современные повышенные значения тепловых потоков. По результатам моделирования тепловой эволюции литосферы разновозрастных структур температура в средней части земной коры континентальных микроплит на глубинах 20—25 км на начало кайнозоя составляла $500—600 \text{ }^\circ\text{C}$, в основании коры и в подкоровом слое верхней мантии — $700—800 \text{ }^\circ\text{C}$, а на глубинах 60—70 км — $1000—1100 \text{ }^\circ\text{C}$ (см. рис. 7). Поверхность астеносферы находилась на глубинах 70—100 км.

Кульминация геодинамической, вулканической и геотермической активности, которая привела к формированию современного геоморфологического и тектонического облика Карпато-Паннонского региона, соответствует неогену. Анализ этого этапа геологической истории Карпат посвящены многочисленные публикации [Sándulescu, 1988; Csontos et al., 1992; Horváth, 1993; Ляшкевич и др., 1995, 1995; Konečný et al., 2002; Карпатська ..., 2004; Гнилко, 2011 и др.], однако единая общепризнанная концепция пока отсутствует. Очевидно, наиболее обоснованной является концепция, базирующаяся на анализе взаимодействия плит и микроплит.

Предполагается, что на коллизионном и постколлизионном этапах развития Карпато-Паннонского региона определяющую роль в эволюционном процессе играла субдукция (А-субдукция) основания флишевых бассейнов под Внутривосточную область (микроплиты Алькапа в северной части и Тиссия-Дакия в южной) с одновременным вытеснением флишевых образований на Евразийскую плиту. Зона субдукции постепенно смещалась к востоку и юго-востоку. В палеогене закрылся Пенинский бассейн, в нижнем миоцене — Магурский, в среднем — Кросненский. Закрытие бассейнов сопровождалось значительными горизонтальными

ми перемещениями блоков земной коры в восточном направлении вдоль сдвиговых разломов. Развитие субдукции компенсировалось в каждом бассейне поднятием астеносферы и растяжением литосферы.

Геотермические условия Карпато-Паннонского региона в общих чертах согласуются с такой схемой эволюции, но в строении литосферы и в распределении геотермических параметров существуют некоторые особенности, которые не находят отражения в этой схеме и, очевидно, свидетельствуют о более сложных геодинамических процессах. В частности, субдукционный процесс должен сопровождаться понижением теплового потока в зоне погружения плиты. Однако во всей области развития предполагаемой неогеновой субдукции преобладают повышенные тепловые потоки. Естественно, можно предположить выравнивание теплового режима в постсубдукционное время, но для этого необходимо несколько десятков миллионов лет. В земной коре и подкоровом слое мантии отсутствуют следы неогеновой субдукции (сутурные зоны, остатки погружающихся слэбов и пр.). Следует также обратить внимание на несоответствие фрагментарной структуры внутрикарпатской области, включая и Паннонский бассейн как ее части, ограниченной разломами, постепенному закрытию флишевых бассейнов с образованием вдоль всей Карпатской дуги надвиговой структуры Внешних Карпат и единого Предкарпатского прогиба. Не объясняет ориентированная на юго-запад неогеновая субдукция наличие на всех профилях в подкоровом слое верхней мантии (на глубинах от 35 до 65 км) хорошо выраженных, погружающихся под Внешние Карпаты отражающих границ, которые можно увязать с субдукцией противоположного направления (см. рис. 3—5).

Геотермические условия и структура земной коры однозначно указывают на формирование в литосфере Паннонского бассейна зон растяжения, поднятие мантийного вещества и повышение температуры на рубеже палеогена и неогена. Но состав продуктов магматизма (кислый или средний состав, отсутствие ультраосновных пород) и геотермические условия (температуры порядка 1000—1100 °С в основании коры) не подтверждают поступление глубинного (подастеносферного или нижнемантийного) вещества. Не подтверждают наличие глубинных тепломассопотоков в этом регионе и данные сейсмографических исследований [Гейко и др., 2006]. Активизация теплового режима произошла в результате нарушения теплового и меха-

нического равновесия в системе астеносфера—литосфера. Формирование тепломассопотоков связано с понижением температуры плавления, обусловленным одной или несколькими из упомянутых выше причин, в первую очередь с погружением водонасыщенных низкоплавких пород земной коры и декомпрессией на этапе закрытия океанических бассейнов в конце мела — палеогене. В Паннонском бассейне и Закарпатском прогибе фронт плавления обогащенных флюидами средних и основных пород поднимался до глубин 35—40 км (см. рис. 7). При этом происходило подплавление нижнего слоя земной коры (см. рис. 3, интервал 0—200 км; рис. 4, интервал 0—350 км; рис. 5, интервал 0—150 км) и образование очагов кислой магмы в подкоровом слое и в средней коре на глубинах 15—20 км (см. рис. 7). Подплавление коры привело к сокращению ее мощности до 22—25 км. Ее минимальная толщина соответствует зонам разломов и растяжения, в частности Средневенгерской тектонической зоне, Закарпатскому прогибу.

В неогене весь Карпато-Паннонский регион отличался интенсивной тектонической активностью, существенно повлиявшей на структуру литосферы. Ее анализ также позволяет сделать некоторые выводы о характере геодинамических процессов на этом временном интервале. Рассмотрим некоторые особенности строения земной коры и подкоровой верхней мантии в северной части Паннонского бассейна в пределах микроплиты Алькапа, довольно детально изученной сейсмическими методами [Guterch et al., 2003; Bielik et al., 2004; Grad et al., 2006; Šroda et al., 2006; Janik et al., 2011 и др.]. Как уже отмечалось, земная кора в этом регионе имеет трехслойное строение: слой осадков (верхняя кора) и два слоя кристаллической коры (средняя и нижняя кора). Верхняя кора, представленная толщей неизмененных неогеновых осадков ($V_p = 2,3 \div 2,6$ км/с) и подстилающим их слоем метаморфизованных образований палеозоя—мезозоя ($V_p = 5,7 \div 5,9$ км/с), отличается значительной неоднородностью и раздробленностью. Ее структура изменяется при переходе от Паннонского бассейна к кристаллическому массиву Западных Карпат (профиля Cel 04 и Cel 05, рис. 3 и 4). Их разделяет зона тектонических нарушений. На профиле Cel 04 она выделяется только в слое метаморфизованных осадков по изменению положения изолиний сейсмических скоростей (интервал 140—160 км), а на профиле Cel 05 — по высокоскоростному телу в верхней коре (интервал 230—270 км, $V_p = 6,4$ км/с) и нарушению структуры осадочного слоя. На

ней происходит смена теплового режима земной коры. Ее можно рассматривать как границу "теплового диапира" Паннонского бассейна. От этой зоны слой метаморфизованных осадков постепенно погружается в сторону Пенинского клипсового пояса и его толщина увеличивается. От клипсового пояса его отделяет наклоненный под микроплиту Алькапа разлом. Разлом прослеживается уверенно только в осадочном слое, но на профиле Cel 05 его также можно выделить в верхнем слое кристаллической коры по изменению положения изолиний скоростей. С глубиной он выполаживается и продолжается в виде срыва, разделяющего средний и нижний слои земной коры.

В Закарпатском прогибе на профиле PANCAKE (см. рис. 5) слой метаморфизованных осадков выделяется только в западной части у границы с Паннонским бассейном. В направлении Внешних Карпат его мощность уменьшается, он выклинивается или разрушается. Эта особенность в строении Закарпатского прогиба может свидетельствовать о некоторых отличительных условиях его развития. В средней коре Закарпатский прогиб от Паннонского бассейна отделяет разлом (или система разломов), на котором происходит смена структуры земной коры и ее скоростной характеристики. Этот разлом выходит на земную поверхность в зоне Пенинских клипсов. Его можно рассматривать как зону тектонического контакта или надвига средней и верхней коры микроплиты Алькапа на кристаллическую кору Закарпатского прогиба. На северо-востоке прогиб от Внешних Карпат также отделяет система тектонических нарушений. Таким образом, в Закарпатском прогибе между Паннонским бассейном и Внешними Карпатами в средней коре по сейсмическим данным вырисовывается куполообразное тело, состоящее из фрагментов континентальной коры, очевидно не принадлежавших ни микроплите Алькапа, ни Евразийской плите. С большей вероятностью их следует рассматривать как остатки коры иных тектонических элементов, в частности палеозойской платформы или окраинных бассейнов (Пенинского).

Нижняя кора под Закарпатским прогибом утонена до 6—10 км. Ее структура и скоростные параметры не согласуются с верхним слоем кристаллической коры. Она постепенно погружается под Складчатые Карпаты, но изолинии скорости сохраняют субгоризонтальное положение. Их продолжение на северо-восток ограничивает поверхность раздела Мохо, которая погружается с 25 км под Паннонским бас-

сейном до 42—44 под Складчатыми Карпатами.

Для верхнего слоя земной коры Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба характерны многочисленные тектонические нарушения в виде срывов, сдвигов, надвигов. Большинство из них в средней коре выполаживаются или отсекаются границами средней коры. Средняя кора по своей структуре и распределению скоростей существенно отличается от верхней. Этот факт можно рассматривать как достаточно веский аргумент в пользу тектонической природы границы между ними. Возможность существования в земной коре на профиле Cel 05 сколов и горизонтальных перемещений по поверхности срыва на глубинах около 20 км отмечают авторы работы [Grad et al., 2006]. Такое же резкое несоответствие в распределении сейсмических скоростей прослеживается между средней и нижней корой. В нижней коре Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба отсутствуют (или не выделяются) разломы. Раздел Мохо образует пологое куполообразное поднятие. Верхняя мантия как бы внедряется в земную кору, подплавляя ее и нарушая горизонтальное распределение скоростей. Создается впечатление, что в условиях сжатия пластическое и частично расплавленное вещество нижней земной коры и верхов мантии выжималось (растекалось) под краевые бассейны и склон платформы (формирующуюся аккреционную призму Внешних Карпат). С ним связано повышение теплового потока и образование очагов магмы на некоторых участках внутреннего склона Внешних Карпат [Majcin et al., 2014].

По сейсмическим и геотермическим данным в земной коре Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба можно выделить три яруса, различающихся по своему строению, распределению сейсмических скоростей и условиям геодинамического развития. Современная структура и тектоническое районирование коры, установленные по геологическим данным и результатам бурения, сохраняются только в верхнем слое, представленном осадочными и метаморфизованными породами. В средней коре (верхнем слое кристаллической коры) можно проследить лишь отдельные сутурные и региональные тектонические зоны. В нижней коре проявления структурных особенностей и тектонической активности в верхней и средней коре отсутствуют. Такая структура земной коры Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба сформировалась в миоцене—плиоцене в результате внутрикоровых срывов и неравномерных взаимных горизонтальных перемеще-

ний по ним слоев земной коры и подкоровой мантии. Сдвиги и хрупкие деформации максимально проявились в верхней коре, вязкие деформации — в средней коре и пластическое растекание или растяжение — в нижней. Кора формировалась в условиях регионального сжатия, достаточно высоких температур, хорошей реологической расслоенности и неравномерных горизонтальных перемещений в разных секторах и на разных глубинных уровнях. Наиболее интенсивные перемещения предшествовали максимальному повышению температуры (конец олигоцена, начало миоцена), которое частично сnivelировало неоднородности нижней коры и подкорового слоя мантии в разных тектонических зонах и на их границах.

Структура земной коры существенно изменяется в Пенинской клипповой зоне, разделяющей Внутренние и Внешние Карпаты, а также Евразийскую плиту от микроплиты Алькапа. На всех профилях на уровне верхней и средней коры микроплиту Алькапа от Пенинской зоны клиппов отделяет погружающийся под микроплиту разлом, по которому она надвигалась на Внешние Карпаты. Нижняя кора постепенно погружается под Внешние Карпаты. Таким образом, современную границу между Внутренними и Внешними Карпатами следует рассматривать как надвиг верхней и частично средней коры микроплиты Алькапа на окраину Евразийской плиты и подвиг под нее нижней коры и подкорового слоя. В работе [Grad et al., 2006] подобная "крокодиловая" модель строения этой сутурной зоны рассматривается как одна из трех возможных. Сформировалась такая структура в неогене на коллизионном этапе развития региона на границе Пенинской сутуры, которая активно развивалась на окраине Евразийской плиты еще в мезозое. Взаимодействие микроплиты Алькапа с Пенинским клипповым поясом существенно повлияло на строение земной коры, но слабо отразилось на распределении теплового потока. Граница микроплиты Алькапа не совпадает с контуром аномалии высокого теплового потока. Соответствие наблюдается только в зоне Закарпатского прогиба, который формировался как краевой бассейн в донеогеновое время. Эти закономерности свидетельствуют о доминирующем влиянии палеогеновых тангенциальных напряжений на структуру верхней и средней коры и миоценовых вертикальных тепломассопотоков в создании аномалий теплового потока и структуру литосферы в целом.

Во Внешних Карпатах геотермические усло-

вия и структура земной коры изменяются. Мощность земной коры при переходе от Паннонского бассейна к Внешним Карпатам постепенно увеличивается от 22—25 до 30—40 км под палеозойской платформой и до 40—50 км под докембрийской. Ее кристаллическая часть трансформируется с двуслойной в трехслойную. Толщина осадочного слоя увеличивается до 10—22 км. Верхняя часть коры представлена надвигом Карпатского флиша, состоящим из серии самостоятельных тектонических зон — покровов. Эти общие закономерности прослеживаются в пределах всей Карпатской дуги, но в ее отдельных секторах они имеют свои особенности, отражающие специфику их многофазного развития.

В Западных Карпатах (профиль Cel 04, рис. 3) толщина надвинутых флишевых образований в наиболее погруженной части достигает 6,0 км (интервал 270—300 км). Под надвигом выделяется относительно маломощный слой мезо-палеозойских осадков, перекрывающих фундамент Западно-Европейской платформы (Бруно-Силезскую единицу и Малопольский массив). Средняя и нижняя кора представлена, очевидно, слоями средней и нижней коры палеозойской платформы, хотя авторы работы [Janik et al., 2011] допускают здесь остатки Пенинской тектонической единицы и выделяют два ее фрагмента. Нижний слой земной коры соответствует нижнему слою Западно-Европейской платформы, погружающемуся под Внешние Карпаты, а в зоне Пенинских клиппов — под микроплиту Алькапа. Здесь он внедряется в верхнюю мантию и резко обрывается (интервал 260—280 км). Плотность теплового потока изменяется от 50—65 мВт/м² в зоне Бруно-Силезской тектонической единицы до 40 мВт/м² в пределах Малопольского массива. Первые значения характерны для позднепалеозойских структур, вторые — для раннепалеозойских.

В восточной части Западных Карпат (профиль Cel 05, рис. 4) структура земной коры Флишевых Карпат изменяется. Мощность надвинутых флишевых образований увеличивается до 8—9 км, а общая мощность осадочной толщи — до 18—20 (интервал 420—470 км). Мощность осадочного слоя увеличивается за счет отложений мезозоя и палеозоя. Для этого участка профиля характерно существенное различие в строении верхней (до глубин 20—24 км) и нижней коры. Верхняя кора имеет здесь складчато-покровное строение [Guterch et al., 2003; Janik et al., 2011; Гинтов и др., 2014]. В ее пределах выделяют несколько тектонических эле-

ментов, которые формировались в разное время и в разных геодинамических условиях (балканиды, каледониды, варисциды). Неоднородности верхней коры в нижней не проявляются. Разделяет верхнюю и нижнюю кору поверхность срыва (*detachment*), которая в верхней коре является границей между палеозойской и докембрийской платформами. Она, очевидно, образовалась еще на палеозойском этапе эволюции региона. На уровне средней коры вдоль поверхности срыва со стороны древней платформы выделяется наклонный блок, который по своей скоростной характеристике отличается от соседних блоков палеозойской и докембрийской коры. Он наклонно поднимается от раздела Мохо на глубинах 32—40 км (интервал 430—500 км) под Львовско-Люблинскую депрессию до глубин 10—12 км (интервал 600—660 км). Его можно рассматривать как фрагмент деформированной средней коры древней платформы, приподнятой под Львовско-Люблинской депрессией и затем погруженной под Внешние Карпаты без нарушения субгоризонтального распределения сейсмических скоростей. Но его можно также рассматривать как перемещенный фрагмент нижней коры палеозойской платформы или остаток нижней коры Пенинского бассейна. Не исключается также его магматическое происхождение. Повышение теплового потока над Люблинской депрессией может служить весомым аргументом в пользу такого предположения. Нижний слой коры древней платформы в этой контактной зоне также образует поднятие под Львовско-Люблинской депрессией и затем погружается под палеозойскую платформу до встречи с поверхностью Мохо на глубинах 42—50 км (интервал 500—600 км).

На профиле PANCAKE, пересекающем Восточные Карпаты, в строении земной коры и распределении теплового потока сохраняются в общих чертах те же закономерности, что и на предыдущем сечении. Но мощность надвинутых флишевых образований увеличивается до 8—10 км, а мощность мезо-палеозойской толщи осадков — до 12—15 км. Мощность земной коры составляет 42—48 км. Кристаллическая часть земной коры представлена докембрийскими образованиями Восточно-Европейской платформы, граница которой на уровне поверхности фундамента традиционно проводится по тектонической линии Тейссейра—Торнквиста. Выполненные за последние 10—15 лет геофизические исследования, в первую очередь глубинные сейсмические зондирования по густой сети профилей [Guterch et al., 2003; Grad et al.,

2006; Šroda et al., 2006; Janik et al., 2011; Гинтов и др., 2014 и др.], позволяют рассматривать всю область между Пенинским клипсовым поясом и Восточно-Европейской платформой как погруженный деформированный ее край, перекрытый в разной степени надвигом разновозрастных (от байкальского до альпийского) тектонических элементов. Ширина этой зоны изменяется от 30 до 120 км. Наибольшая ширина отмечается на северном повороте Карпатской дуги, где надвиг представлен всеми структурными этажами, начиная с байкальского. К юго-востоку ширина этой зоны уменьшается и она скрывается под осадками Внешних Карпат и Предкарпатского прогиба. На профиле PANCAKE она выделяется в интервале от 250 до 350 км. В ее пределах верхний слой кристаллической коры постепенно погружается и разрушается, а нижний без существенных нарушений продолжается под Восточные Карпаты до Ужоцкой зоны нарушений, которая выделяется вдоль зоны максимального погружения фундамента под Восточными Карпатами. Здесь он контактирует с фрагментами нижней коры палеозойской платформы, нижней и средней коры Пенинского (Магурского?) бассейна. Палеозойская платформа в виде самостоятельной тектонической единицы по сейсмическим данным не выделяется, но о ее наличии могут свидетельствовать отдельные блоки в структуре коры, выделяемые между осадочной толщей и нарушенной средней и нижней корой докембрийской платформы.

Предполагаемый вариант районирования земной коры под надвигом Складчатых Карпат по результатам анализа сейсмических и геотермических данных представлен на рис. 6. Перед фронтом Восточных Карпат юго-западная граница Восточно-Европейской платформы проведена на уровне поверхности фундамента по тектонической линии Тейссейра—Торнквиста, а на уровне раздела Мохо — по тектонической линии, ограничивающей с юго-запада нижний слой земной коры. Она выделяется под надвигом палеозойских и мезо-кайнозойских флишевых образований и примерно совпадает с Ужоцким глубинным разломом. К юго-западу от нее в средней коре можно выделить еще одну тектоническую линию вдоль Черноголовского глубинного разлома, которая ограничивает с юго-запада зону раннепалеозойского (каледонского и докаледонского) тектогенеза, представленную на северо-западе Малопольской и Лежайской тектоническими единицами. Земная кора к западу от этой зоны, очевидно, формировалась в

позднем палеозое. На этапе альпийского тектогенеза она была значительно деформирована, а на отдельных участках полностью разрушена. На современном этапе с юга ее ограничивает Пенинский клипсовый пояс.

Окраина Восточно-Европейской платформы, начиная с позднего протерозоя, неоднократно активизировались и перестраивались. Очевидно, от нее откалывались, а затем к ней присоединялись отдельные фрагменты. Ее надвиговая структура сформировалась еще в палеозое. На альпийском этапе край Восточно-Европейской платформы с конца триаса до неогена погружался и растягивался. О режиме растяжения свидетельствует образование здесь мезозойских впадин, в частности Львовско-Люблинской депрессии, которая характеризуется поднятием астеносферы и повышением теплового потока, а также серия разломов сбросового типа, ориентированных вдоль края древней платформы.

Выполненный анализ структуры земной коры и результаты моделирования теплового поля свидетельствуют о большой роли в формировании современного тектонического облика Карпато-Паннонского региона субдукционных и коллизионных процессов, а также позволяет выделить главные этапы геодинамического развития литосферы. Закрывание океанических бассейнов и субдукция океанической земной коры и литосферы начались в конце юры и закончились в палеогене. Он сопровождался погружением большого объема легкоплавкого вещества и флюидов, что способствовало образованию очагов плавления при пониженных температурах. Погружение и плавление слэбов привело к накоплению расплава и флюидов, увеличению мощности и поднятию астеносферы, растяжению, утонению и деструкции литосферы, что способствовало дальнейшему снижению температуры плавления. Растяжение литосферы сопровождалось разрушением ее верхней хрупкой части, образованием многочисленных "литосферных окон", раскрытием и закрытием задуговых бассейнов, грабенообразных прогибов, краевых впадин и морей на коре континентального или субконтинентального типа. На коллизионном этапе после закрытия океанических бассейнов в соприкосновение пришли блоки с континентальной корой. На ранней стадии коллизионного процесса, когда в недрах литосферы и астеносферы еще погружались слэбы и всплывали затянутые в зону субдукции фрагменты континентальной коры, продолжалось погружение континентальной ок-

раины при очень ограниченном ее горизонтальном перемещении и образование краевых прогибов. Развитие коллизионного процесса происходило в условиях сжатия и достаточно высоких, но неравномерно распределенных температур. Кора надсубдукционных микроплит и террейнов была более нагретой и более подвижной, чем на тех же глубинах кора континентальной окраины. Но разница в плотностях континентальных блоков была не очень значительной. Поэтому погружение происходило под небольшим углом и сопровождалось надвигом континентальной коры микроплит, под которыми температура верхней мантии была выше и достигала 800—900 °С. При таких температурах оказавшаяся под надвигом континентальная кора совместно с осадками плавилась на глубинах 40—50 км. Площадной иग्нибритовый вулканизм в Паннонском бассейне, распределение температур и образование очагов кислой магмы в подкоровом слое и средней коре подтверждают реальность существования такой схемы развития геодинамических процессов. Продвижение микроплиты в восточном и юго-восточном направлениях сопровождалось соответствующей миграцией вулканической активности. На более поздней стадии коллизионного процесса активизировались глубинные тепломассопотоки в нарушенных зонах, произошло выравнивание температур на всей площади, подплавление земной коры и ее частичное замещение мантийным веществом. В итоге исчезла плотностная неоднородность как причина погружения блоков континентальной литосферы. Однако, благодаря высоким температурам, хорошей реологической расслоенности литосферы под действием тангенциальных сил сжатия и растекания поднимающегося глубинного нагретого вещества, относительные горизонтальные перемещения продолжались до конца миоцена. В этих условиях отражения, выделяемые по сейсмическим данным в верхней мантии на 15—20 км глубже современного раздела Мохо и интерпретируемые иногда как след мезозойской или кайнозойской субдукции в северо-восточном направлении [Golonka et al., 2003; Janik et al., 2011; Гинтов и др., 2014], следует рассматривать как поверхность астеносферы на этапе ее максимального поднятия в миоцене или как границу между ультраосновными породами верхней мантии и подкоровым слоем частичного плавления. По геофизическим данным предполагается, что возраст этих границ не превышает 10 млн лет [Jolivet et al., 2009; Janik et al., 2011].

Следует также отметить, что по результатам сейсмотомографических исследований в Карпато-Паннонском регионе в верхней мантии в интервале глубин от 60 до 200 км выделяется слой пониженных скоростей, погружающийся от Паннонского бассейна в северном и северо-восточном направлениях. Его поверхность иногда отождествляют с сутурой, а сам слой — с остатками слэба субдуцировавшей под Евразийскую плиту океанической литосферы (Пенинского или Магурского) палеоокеанов [Гинтов и др., 2014]. Однако такая интерпретация не согласуется с геотермическими данными. По результатам интерпретации геотермических данных поверхность этого слоя находится в области температур 1200—1300 °С и, следовательно, должна рассматриваться как кровля астеносферы. В Карпато-Паннонском регионе глубина залегания кровли геотермической астеносферы по результатам моделирования (см. рис. 3—5) изменяется от 60—70 км под Паннонским бассейном до 130—150 под варисцийскими структурами, до 150—180 под каледонскими и до 200—220 км под докембрийскими. Под Львовско-Люблинской депрессией она поднимается до 130—150 км. Примерно на таких же глубинах она выделяется по результатам томографических исследований [Гейко и др., 2006].

Выводы. Карпато-Паннонский регион характеризуется значительной дифференциацией теплового поля, отражающей его многофазное развитие и сочетание тектонических элементов разного возраста и происхождения. Плотность теплового потока изменяется от 35—40 до 100—130 мВт/м². Область низких тепловых потоков (35—55 мВт/м²) охватывает край Восточно-Европейской платформы, часть Западно-Европейской палеозойской платформы, сформировавшейся в раннем палеозое, значительную часть Предкарпатского прогиба и Внешних Карпат. Повышенные тепловые потоки (55—70 мВт/м²) характерны для варисцийских структур палеозойской платформы, Внутренних Карпат и внутренних зон Внешних Карпат. Высокие значения (более 70—80 мВт/м²) ограничены областью неоальпийской тектонической и вулканической активности — Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба.

Интенсивность теплового режима определяется особенностями геодинамического развития региона и глубинным строением. Региональные аномалии высокого теплового потока связаны с подъемом астеносферы, растяжением и деструкцией литосферы, инициирован-

ными субдукцией на этапе закрытия океанических бассейнов, зональные и локальные — с особенностями строения и динамики земной коры, распределением радиогенных источников тепла.

Мощность земной коры в регионе изменяется от 22—25 км под Паннонским бассейном до 40—50 под Внешними Карпатами и Предкарпатским прогибом. Соответственно двуслойная структура ее кристаллической части трансформируется в трехслойную.

Земная кора отличается значительной неоднородностью. Под надвигом Флишевых Карпат она представлена блоками докембрийской, палеозойской и мезозойской стабилизаций.

Граница между микроплитой Алькапа и Евразийской плитой проходит по линии надвига на Пенинскую клипповую зону ее верхней коры и подвига под нее нижней.

В основании Внешних Карпат и Предкарпатского прогиба лежит погруженная деформированная окраина Евразийской плиты, представленной в Западных Карпатах палеозойской Западно-Европейской платформой, а в Восточных — докембрийской Восточно-Европейской. Во внутренней области Внешних Карпат под Дуклянским, Магурским и Пенинским покровами в средней коре выделяются деформированные блоки, которые, по-видимому, следует рассматривать как фрагменты коры окраинных осадочных бассейнов, образовавшихся в конце мезозоя — начале кайнозоя.

Совместный анализ сейсмических и геотермических данных позволяет выделить следующие основные этапы эволюции Карпато-Паннонского региона: 1) растяжение континентальной литосферы и образование океанических бассейнов (средний триас — ранняя юра); 2) сжатие и закрытие океанических бассейнов с образованием островодужных, межплитных и краевых бассейнов (поздняя юра — палеоген); 3) под действием тангенциальных напряжений выжимание микроплиты Алькапа и ее движение в северо-восточном направлении в зоне, ограниченной трансформными разломами, ее надвиги на краевые флишевые бассейны и склон Евразийской плиты с их одновременным погружением под небольшим углом; 4) поднятие мантийного диапира, растяжение литосферы под Паннонским бассейном, образование сквозь-литосферных флюидных потоков и многочисленных грабенообразных прогибов; 5) геотермическое погружение всей внутривосточной области.

Список литературы

- Гейко В. С., Шумлянская А. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная модель верхней мантии Украины по временам прихода Р-волн. *Геофиз. журн.* 2006. Т. 28. № 1. С. 3—16.
- Гинтов О. Б., Егорова Т. П., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Муровская А. В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 26—63.
- Глушко В. В. Западные и Восточные Карпаты. В кн.: *Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы*. Ред. А. В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1994. С. 24—94.
- Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. Москва: Недра, 1968. 264 с.
- Гнилко О. М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоники. Ч. 1. Основні елементи Карпатської споруди. *Геодинаміка*. 2011. № 1(14). С. 47—56.
- Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- 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. Відпов. 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. І. Геотермічна модель земної кори через Східні Карпати вздовж сейсмічного профілю DOBRE-3 (PANCAKE). *Геодинаміка*. 2013. № 2(15). С. 192—194.
- Кутас Р. І. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 140 с.
- Кутас Р. І. Тепловая модель континентальной литосферы. *Геофиз. журн.* 1986. Т. 8. № 1. С. 19—27.
- Кутас Р. І. 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. І. Тепловой поток и геотермические модели земной коры Украинских Карпат. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 6. С. 3—27.
- Кутас Р. І., Бевзюк М. І. Новые результаты определения тепловых потоков на территории юго-запада СССР. *Геофиз. сб.* 1979. Вып. 87. С. 68—72.
- Кутас Р. І., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев: Наук. думка, 1971. 140 с.
- Кутас Р. І., Гордиенко В. В., Бевзюк М. І., Загородняя О. В. Новые определения теплового потока в Карпатском регионе. *Геофиз. сб.* 1975. Вып. 63. С. 68—71.
- Кутас Р. І., Корчагин 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., Красовский С. С., Орлюк М. И., Пашкевич И. К. Модель глубинного строения и тектонического развития литосферы Западной Украины. *Геофиз. журн.* 1996. Т. 18. № 6. С. 18—30.
- Кутас Р. І., Цвященко В. А., Корчагин И. Н. Моделирование теплового поля континентальной литосферы. Киев: Наук. думка, 1989. 192 с.
- Ляшкевич З. М., Медведев А. П., Крупский Ю. З., Варичев А. С., Тимощук В. Р., Ступка О. О. Тектоно-магматическая 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.
- Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Тепловой поток на континентах. *Докл. АН СССР*. 1966. Т. 168. № 1. С. 170—172.
- Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. Москва: Недра, 1981. 584 с.

- Тектоническая карта Украинских Карпат. 1 : 200 000.* Ред. В.В. Глушко, С.С. Круглов. Киев: Мингео УССР, 1986.
- Тектонічна карта України. 1 : 1 000 000.* Ред. Д.С. Гурський, С.С. Круглов. Київ: УкрДГРІ, 2007.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский средиземноморский пояс. Москва: Недра, 1984. 334 с.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. Москва: Научный мир, 2001. 605 с.
- Чекунов А.В. Паннонско-Волынский поперечный прогиб в Восточных Карпатах. *Геофиз. сб.* 1970. Вып. 37. С. 3—13.
- Bielik M., Šefara J., Kováč M., Bezák V., Plašienka D., 2004. The Western Carpathians — interaction of Hercynian and Alpine processes. *Tectonophysics* 393, 63—86.
- Bodri L., Bodri B., 1985. On the correlation between heat flow and crustal thickness. *Tectonophysics* 120, 69—81.
- Cermak V., Bodri L., 1998. Heat flow map of Europe revised. *Dtsch. Geophys. Ges.* 11, 58—63.
- 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.
- Global heat flow data base of the International heat flow commission of the International Association of Seismology and Physics of the Earth's interior, 2011. University of North Dakota. Electronic document. <http://www.heatflow.und.edu/index2.html>.
- Csontos L., Nagymarosy A., Horváth F., Kováč M., 1992. Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics* 208, 221—241.
- Csontos L., 1995. Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. *Acta Vulcanol. Spec. Is.* (7), 1—3.
- Demetrescu C., Andreescu M., 1994. On the thermal regime of some tectonic units in a continental collision environment in Romania. *Tectonophysics* 230, 265—276.
- Geothermal Atlas of Europe, 1992. Eds E. Hurtig (Editor-in-Chief), V. Cermak, R. Haenel, V. Zui. Hermann Haak Verlagsgesellschaft mbH Gotha, Germany. 156 p.
- Golonka J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381, 235—273.
- Golonka J., Ślaczko A., Picha F., 2003. Geodynamic evolution of the orogen: The West Carpathians and Ouachitas case study. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 75, 145—167.
- Grad M., Guterch A., Keller G.R., Janik T., Hegedüs E., Vozár J., Oliczka A., Tiira T., Yliniemi J., 2006. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile Cel 05. *J. Geophys. Res.* 111, B03301. doi: 10.1029/2005JB003647.
- Guterch A.M., Grad G.R., Keller K., Posgay J., Vozár A., Špicak E., Brueckl Z., Hajnal H., Thybo G., Selvi O. and CELEBRATION 2000 Working Group, 2003. Experiment Team. *Stud. Geophys. Geod.* 47, 239—252.
- Horváth F., 1993. Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 226, 333—357.
- Janik T., Crad M., Guterch A., Vozár J., Bielik M., Vozarova A., Hegedüs E., Kováč C.A., Kováč I., 2011. Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *J. Geodyn.* 52, 97—113.
- Jolivet M., Faccenna C., Piromallo C., 2009. From mantle to crust: stretching the Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 285, 198—209.
- Karnkowski P., 1992. Nowe mozliwosci poszukiwan zloz ropy naftowej i gazu ziemnego. *Nafta-Gaz* (5-6), 82—92 (in Polish).
- Konečný V., Kováč M., Lexa J., Šefara 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.
- Kováč M., Kováč P., Marko F., Karoli S., Janocko J., 1995. The East Slovakian Basin — A complex back-arc basin. *Tectonophysics* 232, 453—466.
- Lenkey L., Dövényi P., Horváth E., Cloetingh S.A., 2002. Geothermics of Pannonian basin and its

- bearing on the neotectonics. *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* (3), 29—40.
- Lexa J., Seghedi I., Nemeth K., Szakáč A., Konečný V., Péckay Z., Fulop A., Kováč M., 2010. Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Central Europ. J. Geosci.* (2), 207—270.
- Le Pichon X., Francheteau, Bonnin J., 1973. Plate tectonics. Amsterdam, London; New York: Elsevier Sci. Publ. Company, 300 p.
- Majcin D., 2000. Modeling of the thermal field of the inhomogeneous lithosphere. *Romanian Geophys.* (7), 348—351.
- Majcin D., 1993. Thermal state of the west Carpathian lithosphere. *Stud. Geophys. Geod.* (37), 345—364.
- Majcin D., Bilčík D., Kutas R., Hlavnová P., Bezák V., Kucharic L., 2014. Regional and local phenomena influencing the thermal state in the Flysch belt of the NE part of Slovakia. *Contrib. Geophys. Geod.* 44(4), 271—292.
- Majcin D., Kutas R., Bilčík D., Bezák V., Korzhagin I., 2016. Thermal conditions for geothermal energy exploitation in the Transcarpathian depression and surrounding units. *Contrib. Geophys. Geod.* 46(1), 33—49.
- 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.
- Péckay Z., Lexa J., Szakáč A., Balogh K., Seghedi I., Konečný V., Kováč M., Márton E., Kaliuiak M., Szeky-Fux V., Poka T., Gyarmati P., Edelstein O., Roşu E., Zec B., 1995. Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian region. *Acta Vulcanol. Spec. Is.* (7), 15—28.
- Péckay Z., Lexa J., Szakáč A., Seghedi I., Bologh K., Konečný V., Zelenka T., Kováč M., Poka T., Fulop A., Márton E., Panaiotu C., Cvetkovic V., 2006. Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica* 57(6), 511—530.
- Royden L.H., 1988. Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin system. In: *The Pannonian Basin. A study in basin evolution.* AAPG Memoir. 45, 27—48.
- 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.
- Rybach L., 1996. Heat sources, heat transfer, and rock types in the lower continental crust—inference from deep drilling. *Tectonophysics* 257, 1—6.
- Sándulescu M., 1988. Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In: *The Pannonian Basin. A study in basin evolution.* AAPG Memoir. 45, 17—26.
- Sclerter 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(1), 269—311.
- Seghedi I., Downes H., Vaselli O., Szakáč A., Balogh K., Péckay Z., 2004. Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkalic magmatism. In the Carpathoan-Pannonian region: A review. *Tectonophysics* 393, 43—62.
- Seghedi I., Downes H., Harangi S., Mason P.R. D., Péckay Z., 2005. Geochemical response of magmas to Neogene-Quaternary continental collision in the Carpathian-Pannonian region: A review. *Tectonophysics* 410, 485—499.
- Šroda P., Gzuba W., Grad M., Guterch A., Tokarshi A.K., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedüs E., Vázár J. and CELEBRATION 2000 Working Group, 2006. Crustal and upper mantle structure of the Western Carpatians from CELEBRATION 2000 profiles Cel 01 and Cel 04: seismic models and geological implications. *Geophys. J. Int.* 167, 737—760.
- Starostenko V.I., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kováč I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I.M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs 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.
- Turcot D., Shubert G., 1982. Geodynamic Application of Continuum Physics to Geological Problems. New York. Chichester. Brisbane. Toronto. Singapore: John Wileys & Sons. 730 p.

Geothermal Conditions and Mesozoic-Cainozoic Evolution of the Carpatho-Pannonian Region

© R. I. Kutas, 2016

This paper presents new two-dimensional (2D) numerical geothermal models of the lithosphere and the results of their geodynamic analysis together with the crustal structure models along three deep seismic sounding profiles crossing the Western and Eastern Carpathians from the Pannonian basin to the Paleozoic West European and the Precambrian East European Platforms. The construction and interpretation of the geothermal 2D models are based on the numerical solution of both the steady state and transient heat conduction equations. The obtained geophysical and geothermal models demonstrate the significant variations in the lithosphere thickness, crustal layering, temperatures and seismic velocities distribution. Taking into consideration the crustal structure and heat flow distribution, all cross-sections can be divided into three sectors with different age of the crust: Neoalpine, Mesozoic — Late Paleozoic, Early Paleozoic — Late Proterozoic. The boundaries between sectors mismatch a tectonic zonation of the upper crust. The heat flow density reaches 80—130 mW/m² in the Pannonian basin and Transcarpathian trough (areas of Neoalpine tectonic activity). It decreases to 60—70 mW/m² in the Inner Carpathians, inner part of the Outer Carpathians and on the West European platform (areas of Mesozoic — Late Paleozoic activity), and to 35—60 mW/m² in the most of the Outer Carpathians, in Carpathian foredeep, Trans European suture zone, as well as the East European margin (areas of Early Paleozoic — Late Proterozoic activity). The decrease in heat flow is accompanied with an increase in the lithosphere and crust thickness. The geothermal lithosphere thickness varies from 65—80 km beneath the Pannonian basin to 120—150 km beneath the Inner Carpathians and the Paleozoic platform, and to 180—200 km beneath the East European platform, and the depth of Moho discontinuity changes from 22—30 to 30—40 and 40—50 km accordingly. The high heat flow in the Pannonian basin is of a mantle origin. It is caused by the Miocene extension and lithosphere thinning, formation of fault and rift systems, the asthenospheric upwelling due to the subduction of the oceanic lithosphere in the time interval from late Cretaceous to Paleogene. The current structure of the Carpathian-Pannonian region was formed as a result of Neogene continental collision between the European plate and the Alcapa and Tisza microplates. Being developed in a compressional stress regime, the collision process was accompanied by lateral relative movements of the microplates along the shear zones, the upper Alcapa crust obducting over the Pieniny tectonic unit or the platform margins, and underthrusting of the Pannonian lower crust and the uppermost mantle beneath the lithosphere of the European plate.

Key words: Carpathians, Earth's crust, asthenosphere, heat flow, geothermal model.

References

- Geyko V.S., Shumlyanskaya A.A., Bugaenko I.V., Zaets L.N., Tsvetkova T.A., 2006. Three-dimensional model of the upper mantle of Ukraine by the terms of *P*-wave arrival. *Geofizicheskiy zhurnal* 28(1), 3—16 (in Russian).
- Gintov O.B., Yegorova T.P., Tsvetkova T.A., Bugaenko I.V., Murovskaya A.V., 2014. Geodynamic features of joint zone of the Eurasian plate and the Alpine-Himalayan belt within the limits of Ukraine and adjacent areas. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(5), 26—63 (in Russian).
- Glushko V.V., 1994. Western and Eastern Carpathians. In: *The lithosphere of Central and Eastern Europe. Young platform*. Ed. A.V. Chekunov. Kiev: Naukova Dumka, 24—94 (in Russian).
- Glushko V.V., 1968. Tectonics and petroleum potential of the Carpathians and the adjacent deflections. Moscow: Nedra, 264 p. (in Russian).
- Gnylko O.M., 2011. Tectonic zoning of the Carpathians in terms terrane tectonics. 1. Main units of the Carpathians building. *Geodynamika* (1), 47—56 (in Ukrainian).
- Dobretsov N.L., 1980. Introduction to global petrology. Novosibirsk: Nauka, 200 p. (in Russian).
- Zayats Kh.B., 2013. Deep structure of the Western region of Ukraine on the basis of subsurface seismic surveys and prospecting direction of oil and gas. Lviv: Tsentrv Evropy, 80 p. (in Ukrainian).

- Carpathian oil province. Ed. V.V. Kolodiy. Lviv; Kiev: Ukr. Publ. Center, 2004. 388 p. (in Ukrainian).
- Krupskyy Yu.Z., 2001. Geodynamic conditions of formation and oil and gas potential of the Carpathian and Volyn regions of Ukraine Podolsky. Kiev: UkrGGRI, 144 p. (in Ukrainian).
- Kutas R.I., 1965. Influence of moving structures on the thermal field in the Carpathian region. *Doklady AN USSR* (8), 1031—1035 (in Ukrainian).
- Kutas R.I., 2013. Geothermal model of the Earth's crust across the Eastern Carpathians along the seismic profile DOBRE-3 (PANCAKE). *Geodynamika* (2), 192—194. (in Ukrainian).
- Kutas R.I., 1978. Field of heat flow and thermal model of the Earth's crust. Kiev: Naukova Dumka, 140 c. (in Russian).
- Kutas R.I., 1986. Thermal model of the continental lithosphere. *Geofizicheskiy zhurnal* 8(1), 19—27 (in Russian).
- Kutas R.I., 1993. Geothermal field and thermal regime of the lithosphere. In: *The lithosphere of Central and Eastern Europe. Summary of the studies*. Kiev: Naukova Dumka, 115—135 (in Russian).
- Kutas R.I., 2014. Heat flow and geometric model of the crust of the Ukrainian Carpathians. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(6), 3—27 (in Russian).
- Kutas R.I., Bevzyuk M.I., 1979. New results of the determination of heat flows in the territory of the South-West of the USSR. *Geofizicheskiy sbornik* (is. 87), 68—72 (in Russian).
- Kutas R.I., Gordienko V.V., 1971. Thermal field of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 140 p. (in Russian).
- Kutas R.I., Gordienko V.V., Bevzyuk M.I., Zavgorodnyaya O.V., 1975. New definitions of the heat flow in the Carpathian region. *Geofizicheskiy sbornik* (is. 63), 68—71 (in Russian).
- Kutas R.I., Korchagin I.M., Tsvyashchenko O.V., Zubal S.D., 2003. Technology of thermal field simulation in complex homogeneous and heterogeneous environments: software, methodological principles, practical results. *Geoinformatyka* (2), 35—45 (in Ukrainian).
- Kutas R.I., Krasovskiy S.S., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., 1996. Model of deep structure and tectonic evolution of the lithosphere Western Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal* 18(6), 18—30 (in Russian).
- Kutas R.I., Tsvyashchenko V.A., Korchagin I.N., 1989. Modeling of the thermal field of the continental lithosphere. Kiev: Naukova Dumka, 192 p. (in Russian).
- Lyashkevich Z.M., Medvedev A.P., Krupskiy Yu.Z., Varichev A.S., Timoshchuk V.R., Stupka O.O., 1995. Tectonic and magmatic evolution of the Carpathian Mountains. Kiev: Naukova Dumka, 131 p.
- Lyashkevich Z.M., Yatsozhinskiy O.M., 2005. Alpine magmatism of Ukrainian Carpathians, its evolution and geodynamics. *Geofizicheskiy zhurnal* 27(6), 1005—1011 (in Russian).
- Polyak B.G., Smirnov Ya.B., 1966. Heat flux on the continents. *Doklady AN SSSR* 168(1), 170—172 (in Russian).
- Ringwood A.E., 1981. Composition and petrology of the mantle. Moscow: Nedra, 584 p. (in Russian).
- Tectonic Map of the Ukrainian Carpathians, 1986. 1 : 200 000. Eds V.V. Glushko, S.S. Kruglov. Kiev: Ministry of Geology of the USSR (in Russian).
- Tectonic map of Ukraine, 2007. 1 : 1 000 000. Eds D.S. Gurskiy, S.S. Kruglov. Kiev: UkrGGRI (in Ukrainian).
- Khain V.E., 1984. Regional Geotectonics. Alpine Mediterranean belt. Moscow: Nedra, 334 p. (in Russian).
- Khain V.E., 2001. Tectonics of continents and oceans. Moscow: Nauchnyy Mir, 605 p. (in Russian).
- Chekunov A.V., 1970. Pannonian-Volyn transverse deflection in the Eastern Carpathians. *Geofizicheskiy sbornik* (is. 37), 3—13 (in Russian).
- Bielik M., Šefara J., Kováč M., Bezák V., Plašienka D., 2004. The Western Carpathians — interaction of Hercynian and Alpine processes. *Tectonophysics* 393, 63—86.
- Bodri L., Bodri B., 1985. On the correlation between heat flow and crustal thickness. *Tectonophysics* 120, 69—81.
- Cermak V., Bodri L., 1998. Heat flow map of Europe revised. *Dtsch. Geophys. Ges.* 11, 58—63.
- Cermak V., Bodri L., Rybach L., Büttenbarth 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.
- Global heat flow data base of the International heat flow commission of the International Association of Seismology and Physics of the Earth's interior, 2011. University of North Dakota. Electro-

- nic document. <http://www.heatflow.und.edu/index2.html>.
- Csontos L., Nagymarosy A., Horváth F., Kováč M., 1992. Tertiary evolution of the intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics* 208, 221—241.
- Csontos L., 1995. Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. *Acta Vulcanol. Spec. Is.* (7), 1—3.
- Demetrescu C., Andreescu M., 1994. On the thermal regime of some tectonic units in a continental collision environment in Romania. *Tectonophysics* 230, 265—276.
- Geothermal Atlas of Europe, 1992. Eds E. Hurtig (Editor-in-Chief), V. Cermak, R. Haenel, V. Zui. Hermann Haak Verlagsgesellschaft mbH Gotha, Germany. 156 p.
- Golonka J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381, 235—273.
- Golonka J., Ślaczko A., Picha F., 2003. Geodynamic evolution of the orogen: The West Carpathians and Ouachitas case study. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 75, 145—167.
- Grad M., Guterch A., Keller G.R., Janik T., Hegedüs E., Vozár J., Oliczka A., Tiira T., Yliniemi J., 2006. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile Cel 05. *J. Geophys. Res.* 111, B03301. doi: 10.1029/2005JB003647.
- Guterch A.M., Grad G.R., Keller K., Posgay J., Vozár A., Špicak E., Brueckl Z., Hajnal H., Thybo G., Selvi O. and CELEBRATION 2000 Working Group, 2003. Experiment Team. *Stud. Geophys. Geod.* 47, 239—252.
- Horváth F., 1993. Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics* 226, 333—357.
- Janik T., Crad M., Guterch A., Vozár J., Bielik M., Vozarova A., Hegedüs E., Kováč C.A., Kováč I., 2011. Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications. *J. Geodyn.* 52, 97—113.
- Jolivet M., Faccenna C., Piromallo C., 2009. From mantle to crust: stretching the Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 285, 198—209.
- Karnkowski P., 1992. Nowe mozliwosci poszukiwan zloz ropy naftowej i gazu ziemnego. *Nafta-Gaz* (5-6), 82—92 (in Polish).
- Konečný V., Kováč M., Lexa J., Šefara 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.
- Kováč M., Kováč P., Marko F., Karoli S., Janocko J., 1995. The East Slovakian Basin — A complex back-arc basin. *Tectonophysics* 232, 453—466.
- Lenkey L., Dövényi P., Horváth E., Cloetingh S.A., 2002. Geothermics of Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* (3), 29—40.
- Lexa J., Seghedi I., Nemeth K., Szakáč A., Konečný V., Péckay Z., Fulop A., Kováč M., 2010. Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Central Europ. J. Geosci.* (2), 207—270.
- Le Pichon X., Francheteau, Bonnin J., 1973. Plate tectonics. Amsterdam, London; New York: Elsevier Sci. Publ. Company, 300 p.
- Majcin D., 2000. Modeling of the thermal field of the inhomogeneous lithosphere. *Romanian Geophys.* (7), 348—351.
- Majcin D., 1993. Thermal state of the west Carpathian lithosphere. *Stud. Geophys. Geod.* (37), 345—364.
- Majcin D., Bilčík D., Kutas R., Hlavnová P., Bezák V., Kucharic L., 2014. Regional and local phenomena influencing the thermal state in the Flysch belt of the NE part of Slovakia. *Contrib. Geophys. Geod.* 44(4), 271—292.
- Majcin D., Kutas R., Bilčík D., Bezák V., Korchagin I., 2016. Thermal conditions for geothermal energy exploitation in the Transcarpathian depression and surrounding units. *Contrib. Geophys. Geod.* 46(1), 33—49.
- 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.
- Péckay Z., Lexa J., Szakáč A., Balogh K., Seghedi I., Konečný V., Kováč M., Márton E., Kaliuiak M., Szeky-Fux V., Poka T., Gyarmati P., Edelstein O., Roşu E., Zec B., 1995. Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian region. *Acta Vulcanol. Spec. Is.* (7), 15—28.
- Péckay Z., Lexa J., Szakáč A., Seghedi I., Balogh K., Konečný V., Zelenka T., Kováč M., Poka T., Fu-

- Iop A., Márton E., Panaiotu C., Cvetkovic V., 2006. Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica* 57(6), 511—530.
- Royden L.H., 1988. Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin system. In: *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*. AAPG Memoir. 45, 27—48.
- 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.
- Rybach L., 1996. Heat sources, heat transfer, and rock types in the lower continental crust—inference from deep drilling. *Tectonophysics* 257, 1—6.
- Sándulescu M., 1988. Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In: *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*. 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(1), 269—311.
- Seghedi I., Downes H., Vaselli O., Szakács A., Balogh K., Péckay Z., 2004. Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkalic magmatism. In the Carpathian-Pannonian region: A review. *Tectonophysics* 393, 43—62.
- Seghedi I., Downes H., Harangi S., Mason P.R. D., Péckay Z., 2005. Geochemical response of magmas to Neogene-Quaternary continental collision in the Carpathian-Pannonian region: A review. *Tectonophysics* 410, 485—499.
- Šroda P., Gzuba W., Grad M., Guterch A., Tokarshi A.K., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedüs E., Vazár 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.I., Janik T., Kolomyets K., Czuba W., Šroda P., Grad M., Kováč I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I.M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedüs 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.
- Turcot D., Shubert G., 1982. Geodynamic Application of Continuum Physics to Geological Problems. New York. Chichester. Brisbane. Toronto. Singapore: John Wileys & Sons. 730 p.