

УДК 550.36+551.21

Р. Кутас, д-р геол.-минералог. наук, проф., зав.
Институт геофизики имени С.И. Субботина НАН Украины
пр. Акад. Палладина, 32, г. Київ, 03680, Украина
E-mail: kutasroman@gmail.com

Д. Майцин, д-р наук, науч. сотр.
Геофизический институт Словацкой АН
Братислава, Словацкая Республика
E-mail: dusan.majcin@savba.sk

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗОН НЕОВУЛКАНИЗМА ЗАКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

(Рекомендовано членом редакційної колегії доктором фіз.-мат. наук І.М. Корчагіним)

По отношению к стабильным тектоническим регионам (например, докембрийским платформам) аномальные значения теплового потока в Паннонском бассейне достигают $50-60 \text{ мВт/м}^2$, что предполагает тесную взаимосвязь неоген-четвертичного вулканизма с источником геотермической активизации. Продукты магматизма выносят большое количество тепла, однако лавовые потоки или отдельные интрузии в верхних горизонтах земной коры остывают относительно быстро (в течение первых миллионов лет) и не могут обеспечить столь высокие потоки тепла на протяжении длительного периода. Это возможно сделать только за счет глубинных источников и поднятия мантийного нагретого вещества.

Первая фаза активного проявления вулканизма региона соответствовала максимальному повышению температуры в верхней мантии, а окончание вулканической деятельности – началу остывания. Наличие продуктов мезозойского магматизма, высокая степень метаморфизма мезозойских отложений, повышенные значения теплового потока в пределах Внутренних Карпат ($55-60 \text{ мВт/м}^2$) свидетельствуют о высокой геотермической активности. Оценка глубины залегания границы между твердой корой, где преобладал механизм молекулярной теплопередачи и слоем с частично расплавленным веществом (г.о. теплоперенос) дает значение в $25-30 \text{ км}$. К началу кайнозоя тепловой режим не стабилизировался – плотность теплового потока достигала 60 мВт/м^2 , а кровля астеносферы находилась на глубине $100-120 \text{ км}$ с мощностью земной коры в 40 км . Максимальная температура в очаге плавления, полученная по интенсивности аномалий теплового потока, составляла $1000-1100^\circ\text{C}$.

Полученные оценки температур и глубин залегания очагов плавления позволяют сделать вывод о большой роли в образовании очагов плавления кислых магм земной коры летучих компонент (в первую очередь воды и углекислоты), что подтверждается распространением взрывного типа вулканизма.

Вторая фаза вулканизма связана с охлаждением очагов плавления и термическим погружением, образованием зон растяжения по периферии мантийного диапира и декомпрессией.

Геотермические условия Закарпатского прогиба и всей Внутрикarpатской области согласуются с современными представлениями о геодинамической эволюции Карпатского региона в неоген-четвертичное время. В результате субдукции при закрытии Пенинского морского бассейна, коллизионного взаимодействия Евразийской плиты с системой микроплит Внутрикarpатской области, большие объемы корового вещества, осадков и воды погрузились в верхнюю мантию. В активизированной и достаточно нагретой в мезозое верхней мантии коровое вещество начало плавиться на относительно небольших глубинах. Обогащение мантии легкоплавкими элементами и флюидами привело к общему снижению температуры плавления. В дальнейшем формирование мантийного диапира сопровождалось растяжением земной коры и ее подплавлением, образованием магматических очагов. Произошло сокращение и выравнивание мощности земной коры под всеми структурами бассейна независимо от их предыдущей истории.

Ключевые слова: тепловой поток, магматизм, температура, Паннонский бассейн.

Введение. Магматическая активность и тепловое состояние литосферы тесно связаны между собой и геотектоническими процессами. Накопление тепла в недрах Земли приводит к повышению температуры, преобразованию глубинного вещества и изменению его свойств, образованию очагов плавления, нарушению изостатического равновесия. Избыток тепла выносится к поверхности продуктами плавления и дифференциации мантии, в частности глубинными флюидами и магмой. Стабилизация теплового режима в таких активных регионах продолжается десятки и сотни миллионов лет. И чем глубже располагается источник возмущения, тем длительнее период стабилизации. При этом геотермические аномалии усложняются целым рядом дополнительных процессов, которые сопровождают активное преобразование литосферы – вертикальным и горизонтальным перемещением блоков земной коры, накоплением осадков или эрозией, усилением динамики подземных вод, изменением рельефа и т.п. Геологическая и геодинамическая интерпретация неоднородностей теплового поля может быть выполнена только с учетом всех этих факторов.

В статье рассмотрены особенности современного геотермического состояния земной коры и их связь с эволюцией магматизма и геодинамической активностью в Закарпатском прогибе. Прогиб состоит из трех впадин – Восточно-Словацкой, Мукачевской и Солотвинской. Первые две разделяет Ужгородское поперечное поднятие, а вторую и третью – Оашский участок Выгорлат-Гутинской вулканической гряды [1, 4, 9, 13]. Впадины характеризуются значительной неоднородностью тепло-

вого поля и интенсивным неоген-четвертичным магматизмом. В последние годы в Карпатско-Паннонском регионе выполнены многочисленные исследования геодинамической эволюции и магматических процессов [1, 3, 7, 12, 13, 16, 19, 20]. Их результаты создают благоприятную базу для комплексного анализа геотермических условий и особенностей проявления неоген-четвертичного вулканизма в этом регионе.

Геолого-геофизическая характеристика. Закарпатский прогиб располагается в северо-восточной части Паннонского бассейна. С юго-запада от Паннонской депрессии его отделяет Припаннонский разлом, а на северо-востоке от Внешних Карпат – зона Пенинских клиппенов и Закарпатский разлом (рис. 1). Закарпатский прогиб начал формироваться в конце олигоцена на гетерогенном основании как преддуговой бассейн вдоль сuture между Карпатскими интернидами и екстернидами. В его основании лежат породы разного возраста и происхождения (палеозойские, мезозойские, палеогеновые), что свидетельствует об исключительно сложной и длительной донеогеновой истории этого региона. Прогиб выполнен миоценовыми, плиоценовыми и плейстоценовыми осадками [1, 4, 9]. Развитие осадочных толщ осложнялось формированием соляных диапиров и вулканической активностью. Мощность неогенового молассового комплекса изменяется от 1000 до 3500 м в Мукачевско-Солотвинской части и до 5500 м в Восточно-Словацкой. Скорость накопления осадков изменялась во времени и по площади. В Восточно-Словацком бассейне интенсивность осадконакопления во времени смещалась с северо-запада на юго-восток. В Мукачево-Солотвинской части прогиба более интенсивное

накопление осадков происходило на ранней стадии в Солотвинской впадине. Эти особенности осадконакопления отражают изменение тектонического режима и палеогеографической обстановки в течение эволюции бассейна.

Закарпатский прогиб закладывался как преддуговой бассейн и на начальном этапе развивался в условиях сжатия. В бадении во Внутрикarpатской области произошло изменение геодинамических условий, сопровождавшееся образованием астеносферного диапира и растяжением литосферы. Закарпатский прогиб оказался на окраине этой области. Сжатие сменилось растяжением. В дальнейшем этот регион развивался как часть Паннонского бассейна, но его положение на контакте с Внешними Карпатами не могло не отразиться на его строении и условиях развития.

Кайнозойский магматизм. Формирование внутрикarpатских осадочных бассейнов сопровождалось интенсивной магматической активностью. Неоген-четвертичный вулканизм проявился практически на всей территории Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба. Вулканизм начался в раннем миоцене и продолжался до плейстоцена с постепенной миграцией во времени с запада на восток [13; 16; 21]. В процессе эволюции задугового бассейна изменялся характер и интенсивность вулканических проявлений и состав их продуктов, что свидетельствует как об изменении геодинамических условий и разнообразии геотектонических процессов, так и неоднородности земной коры и верхней мантии. Выделяют три фазы вулканической активности.

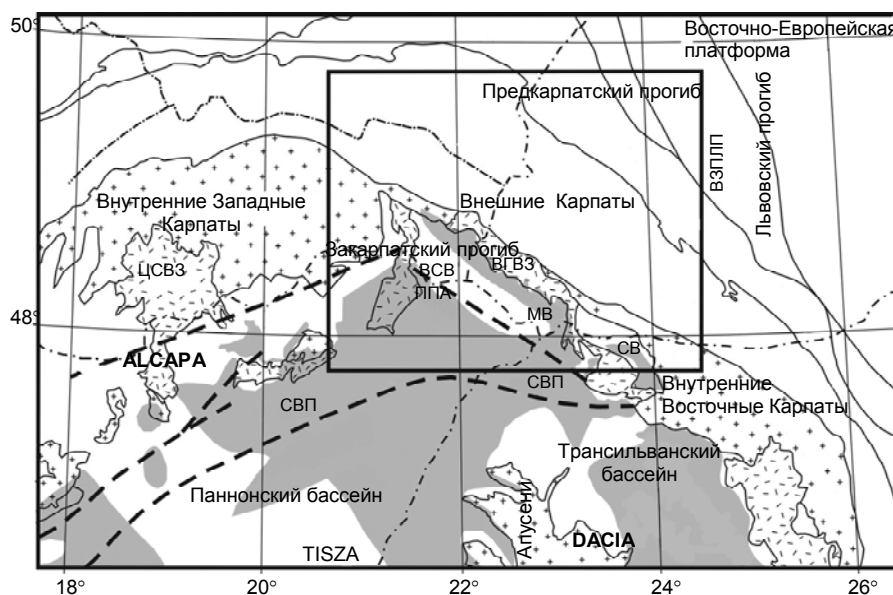


Рис. 1. Схема тектонического районирования Карпатского региона и положение района исследований

Для ранней фазы (ранний миоцен) характерно арельное проявление вулканизма с образованием эффузивно-пирокластических толщ, представленных кислыми известково-щелочными фациями (риодацитовая формация) [3, 19, 21]. Локально проявились интрузивные комплексы, представленные гранодиорит-порфирами [1]. Продукты вулканизма этого этапа отличаются большим содержанием коровой компоненты. К его окончанию увеличивается роль андезитов.

Вторая фаза (сармат-плиоцен) характеризуется проявлениями андезитового вулканизма. Он тяготеет к контактным и разломным зонам, и располагается, главным образом, вдоль внутренней стороны дуги Карпатского орогена. Среди продуктов вулканизма, на этой стадии преобладают андезиты, андезито-базальты и их туфы.

Третья (финальная) фаза магматизма, представленная небольшими телами субщелочных и щелочных базальтов, в Закарпатском прогибе не проявилась.

В Закарпатском прогибе выделяются две вулканические зоны. Одна из них располагается в центральной и юго-западной части прогиба, другая – протягивается вдоль северо-восточной границы. Юго-западная зона тяготеет к Паннонскому бассейну и Припаннонскому разлому. Вулканизм ассоциируется с зоной горстов и грабенов по линии Сланские горы – Земплин – Берегово – Оаш (рис. 2). Вулканизм начался в раннем бадении и продолжался до конца сармата. На ранней стадии с этой фазой кислого вулканизма связано образование риолитовых, риолито-дацитовых туфов, реже дацитов, риодацитов. В конце бадения – сармате формировался бимодальный комплекс андезито-риолитов.

Вдоль восточной границы прогиба в зоне Закарпатского разлома в плиоцене сформировалась вулканическая Выгорлат-Гутинская гряда, сложенная андезитами. На юго-востоке ее продолжает вулканический хребет Кэлиман-Харгита. Развитие неоген-четвертичного вулканизма в этом регионе связано с особенностями его геотектонического развития. В неогене Карпатская дуга была частью континентальной окраины или развивающейся островной дуги с континентальной корой разного возраста и происхождения [16, 18, 19]. Дуга мигрировала в северном, северо-восточном и юго-восточном направлениях в связи с субдукцией океанической или субокеанической коры преддугового флишевого бассейна до его полного закрытия, и вхождения в контакт центральнокарпатских микроплит с Восточно-Европейской платформой. Миграция дуги компенсировалась формированием в задуговой области мантийного надсубдукционного диапира, растяжением и подплавлением земной коры. Обогащение мантии коровым материалом привело к формированию флюидных потоков, снижению температуры плавления и образованию мантийных, и коровых магматических очагов.

Геотермическая характеристика. Вся область внутри Карпатской дуги характеризуется высокой геотермической активностью, хотя тепловое поле здесь неоднородно [8, 10, 11, 15]. Тепловые потоки изменяются от 70 до 130 мВт/м². Температуры на глубине 1000 м изменяются от 40°C до 78°C, а средние геотермические градиенты от 25 до 70°C/км [2, 8, 11, 17]. Многочисленные аномалии температур и градиентов в верхних горизонтах земной коры образуются при изменении условий теплопереноса

и теплообмена на поверхности, связанными с неоднородностями строения, тектоническими нарушениями, колебаниями значений теплофизических параметров, динамикой подземных вод, особенностями рельефа и др.

Теплопроводность пород изменяется от 1,3 до 3,5 Вт/м·К (в соленосных отложениях до 3,5-4,5 Вт/м·К и некоторых карбонатных породах – до 4,1 Вт/м·К). На всей территории Закарпатской депрессии встречаются многочисленные источники разгрузки подземных вод. Они питаются за счет инфильтрации вод в зонах выхода на поверхность карбонатных пород, туфов и других проницаемых

образований, в которых происходит понижение теплового потока. Учесть все факторы, влияющие на перераспределение тепла в земной коре невозможно. При наличии надежной информации, в некоторых случаях, в измеренные геотермические параметры вводились поправки. В частности, учитывалось влияние накопления молодых осадков (поправка не превышает 5 мВт/м²), изменений палеоклимата, соленосных отложений, динамики подземных вод. Чтобы уменьшить влияние поверхностных факторов, использовались преимущественно результаты геотермических измерений в скважинах на глубинах свыше 500 м.

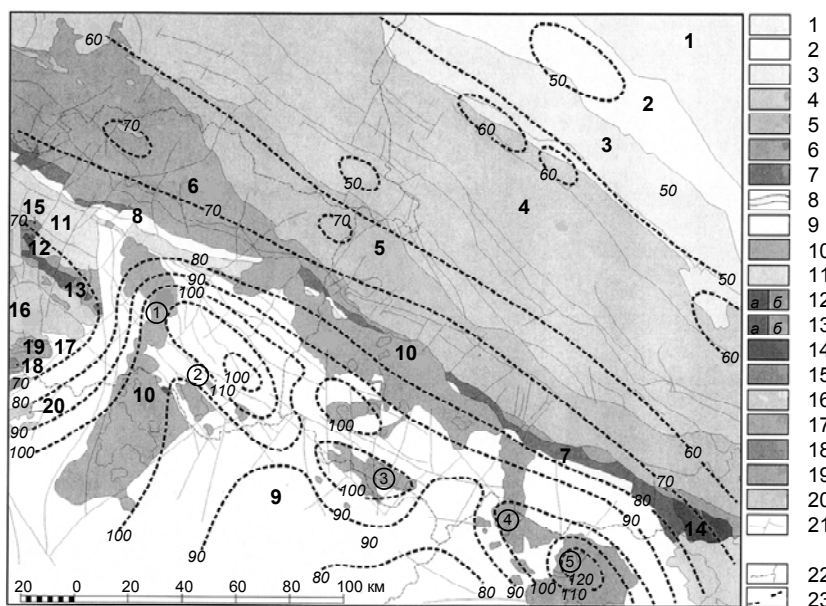


Рис. 2. Схема тектонического районирования и тепловой поток Закарпатской депрессии и прилегающих областей [4, 8]

Условные обозначения: 1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Предкарпатский прогиб; 3 – Внешние Флишевые Карпаты; 4 – Кросненская группа покровов; 5 – Предмагурский покров; 6 – Внешний Магурский покров; 7 – Внутренний Магурский покров; 8 – Пьенинский клипповый пояс; 9 – неогеновые и четвертичные осадки Внутренних Карпат; 10 – неогеновые вулканы (андезиты, риолиты); 11 – палеогеновые отложения Внутренних Карпат; 12 – татрикум: фундамент (а), осадочный покров (б); 13 – вепорикум: фундамент (а), осадочный покров (б); 14 – Мармарошский массив; 15 – хроникум; 16 – гемерикум; 17 – мелятикум; 18 – турнаикум; 19 – силицикум; 20 – палеозой Уппоны-Сендро; 21 – разломы, линии альпийских надвигов и геологические границы; 22 – государственные границы; 23 – изолинии плотности теплового потока (мВт/м²). Цифры в кружочках – области активного проявления вулканизма

В распределении тепловых потоков существуют определенные закономерности. Максимально высокие значения тепловых потоков формируют аномальные зоны, связанные с определенными геотектоническими условиями. Основная зона пересекает центральную часть Паннонского бассейна с северо-востока на юго-запад – от Восточных Карпат до Динарид. С этой зоной совпадают такие определяющие геотектонические элементы как граница между микроплитами Алькапа и Тиссия, тектонические линии Балатона и Средневенгерская, Трансдунайское и Северо-Венгерское поднятия. Но, для понимания природы аномального теплового потока важным является тот факт, что именно для этой зоны характерны максимальное проявление миоценового кислого известково-щелочного магматизма и минимальная мощность земной коры (22-25 км) [11, 9].

Зона аномально высоких тепловых потоков протягивается через Восточно-Словацкую, Мукачевскую и Солотвинскую впадины. Тепловые потоки здесь превышают 80 мВт/м², а на локальных участках превышают 120 мВт/м² (рис. 2). Эта аномалия фактически является частью внутрикарпатской аномалии и, очевидно, имеет одинаковую с ней природу. Она вытянута вдоль зоны проявления среднемиоценового кислого вулканизма по линии Сланские горы – Береговское холмгорье – хребет Оаш. Аномальными тепловыми потоками выделяется центральная и южная части Восточно-

Словацкой впадины, Береговская и Мукачевская области Мукачевской впадины, южная часть Солотвинской впадины. Эта зона протягивается вдоль Восточных Внешних Карпат с юго-востока на северо-запад практически под прямым углом к аномалии Паннонского бассейна, параллельно дуге Карпатского орогена. Это обстоятельство может свидетельствовать о развитии Паннонского бассейна и Закарпатского прогиба до среднего миоцена в разных геодинамических условиях.

Дискуссия. По отношению к стабильным тектоническим регионам (например, докембрийские платформы) аномальные значения теплового потока в Паннонском бассейне достигают 50-60 мВт/м². Их невозможно объяснить за счет увеличения генерации радиогенного тепла. Для этого необходимо увеличить радиоактивность пород в 2-3 раза. Имеющиеся экспериментальные данные не дают оснований для принятия такого предположения. Соответствие аномально высоким тепловым потокам зон максимального проявления неоген-четвертичного вулканизма предполагает их тесную взаимосвязь и (или) наличие единого источника активизации геотермического режима и вулканизма. Продукты магматизма выносят большое количество тепла, однако лавовые потоки или отдельные интрузии в верхних горизонтах земной коры остывают относительно быстро (в течение первых миллионов лет) [2, 5] и не могут обеспечить столь высокие потоки тепла на про-

тяжении длительного периода. Это возможно сделать только за счет глубинных источников и поднятия мантийного нагретого вещества.

Уровень тепловых потоков в приповерхностном слое земной коры соответствует определенному распределению температур в литосфере. Если в твердой литосфере перенос тепла осуществляется молекулярной теплопроводностью горных пород, то оценка температур может быть выполнена на основе теории теплопроводности. По результатам математического моделирования [2, 11, 14, 17], при современном уровне тепловых потоков в Паннонском бассейне ($80-100 \text{ мВт/м}^2$), кровля астеносферы (температура солидуса "сухих" основных пород) находится на глубинах соответственно $80-60 \text{ км}$.

Можно предположить, что период активного проявления вулканизма соответствовал максимальному повышению температуры в верхней мантии, а окончание вулканической деятельности – началу остывания. Эти данные позволяют оценить глубину залегания границы между твердой корой, в которой преобладает механизм молекулярной теплопередачи и частично расплавленным веществом, в котором значительную роль в переносе тепла играл массоперенос. Эта граница находилась на глубинах $25-30 \text{ км}$. Очевидно, эта граница после окончания вулканической деятельности и кристаллизации расплавов отделяет современную земную кору от верхней мантии.

Интенсивность аномалий теплового потока позволяет оценить максимальную температуру в очаге плавления. Она составляла $1000-1100^\circ\text{C}$ (рис. 3). Температура плавления сухих основных пород на этих глубинах составляет $1150-1200^\circ\text{C}$.

Полученные оценки температур и глубин залегания очагов плавления позволяют сделать вывод о большой роли в образовании очагов плавления и кислых магм земной коры и летучих компонент (в первую очередь воды и углекислоты). Взрывной характер вулканизма подтверждает обогащение продуктов вулканизма этими компонентами.

Вторая фаза вулканизма связана с охлаждением очагов плавления и термическим погружением, образованием зон растяжения по периферии мантийного диапира и декомпрессией.

Важное значение для понимания эволюции теплового режима литосферы и образования очагов плавления в верхней мантии и низах коры Паннонского бассейна имеет оценка первичной температуры в континентальной литосфере микроплит Алькапа и Тисия-Дакция, на которых он образовался. Наличие продуктов мезозойского магматизма [3, 20], высокая степень метаморфизма мезозойских отложений, значение теплового потока в пределах Внутренних Карпат ($55-60 \text{ мВт/м}^2$) свидетельствуют о высокой геотермической активности. К началу кайнозоя тепловой режим не стабилизировался. Плотность теплового потока достигала 60 мВт/м^2 , а кровля астеносферы находилась на глубине $100-120 \text{ км}$ (рис. 3). Мощность земной коры была, очевидно, близка к 40 км .

Геотермические условия Закарпатского прогиба и всей Внутривосточной области согласуются с современными представлениями о геодинамической эволюции Карпатского региона в неоген-четвертичное время [7, 12, 16, 18, 21]. В результате субдукции при закрытии Пенинского морского бассейна, коллизионного взаимодействия Евразийской плиты с системой микроплит Восточной Карпатской области, большие объемы корового вещества, осадков и воды погрузились в верхнюю мантию. В активизированной и достаточно нагретой в мезозое верхней мантии коровое вещество начало плав-

тись на относительно небольших глубинах. Обогащение мантии легкоплавкими элементами и флюидами привело к общему снижению температуры плавления. В дальнейшем формирование мантийного диапира сопровождалось растяжением земной коры и ее подплавлением, образованием магматических очагов. Произошло сокращение и выравнивание мощности земной коры под всеми структурами бассейна независимо от их предыдущей истории.

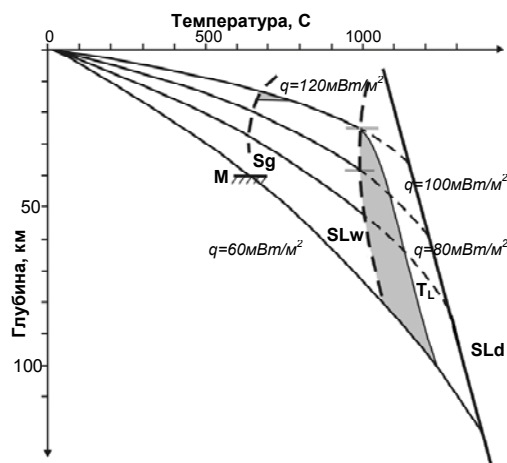


Рис. 3. Тепловой поток (q_0) и распределение температур в литосфере на период миоценовой фазы вулканической активности:

SLd и SLw – температура солидуса основных пород соответственно в сухих условиях и при наличии воды; Sg – температура солидуса кислых пород при наличии воды; M – раздел Мохо в твердой литосфере, двойной горизонтальный отрезок – граница между твердой земной корой и зоной плавления при значениях теплового потока 80 и 100 мВт/м^2 . Затемненные участки – зоны плавления

Благодарности. Работа выполнена при поддержке двухстороннего проекта "Структура и динамика литосферы Карпат на основе гравиметрии и геотермии" и проекта АПВВ-0724-11.

Перечень использованных источников:

1. Крупский Ю.З. (2001). Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. К.: Видавництво УкрДГРІ, 144.
2. Krupskiy YU.Z. (2001). Geodynamic conditions of origin and oil-and-gas content of Carpathian regions of Volyn-Podolsk of Ukraine [Heodynamichni umovy formuvannya i naftogazonosnist' Karpat's'koho ta Volyno-Podil's'koho rehioniv Ukrayiny]. Ukrainian State Geological Research Institute Publishing, Kyiv, 144 (In Ukrainian).
3. Кутас Р.И., Цвященко В.А., Корчагин И.Н., (1989). Моделирование теплового поля континентальной литосферы. К.: Наукова думка, 191.
4. Kutas R.I., Tsvyashchenko V.A., Korchagin I.N., (1989). Simulation of thermal fields of the continental lithosphere [Modelirovaniye teplovogo polya kontinental'noy litosfery]. Naukova Dumka Publishing, Kiev, 191 (In Russian).
5. Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З. и др., (1995). Тектономагматическая эволюция Карпат. К.: Наукова думка, 132.
6. Lyashkevich Z.M., Medvedev A.P., Krupskiy YU.Z. et al., (1995). Tectonomagmatic evolution of the Carpathians [Tektonomagmaticheskaya evolyutsiya Karpat]. Naukova Dumka Publishing, Kyiv, 132 (In Russian).
7. Тектоническая карта Украинских Карпат. М-б 1:200 000, (1986). / Ред. В.В. Глушко, С.С. Круглов. К.: Изд-во Мингео УССР.
8. Tectonic map of the Ukrainian Carpathians. M-b 1:200 000, (1986). / Ed. V.V. Glushko, S.S. Kruglov [Tektonicheskaya karta Ukrainskikh Karpat. M-b 1:200 000]. Ministry of Geology USSR Publishing, Kiev (In Russian).
9. Теркот Д., Шуберт Дж., (1985). Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 730.
10. Terkot D., Shubert Dzh., (1985). Geodynamics. Geological applications of continuum physics [Geodinamika. Geologicheskiye prilozheniya fiziki sploshnykh sred]. Mir Publishing, Moscow, 730 (In Russian).
11. Adam A., (1996). Regional magnetotelluric (MT) anisotropy in the Pannonian basin (Hungary). Acta Geod. Geophys Hung. 31, 191-216.
12. Csontos L., (1995). Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. Acta Vulcanol. Spec., 7(2), 1-13.
13. Franko O., Remšik A., Fendek M. et al., (1995). Atlas of geothermal energy of Slovakia. GÚDŠ Bratislava.
14. Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1:500 000, 2000 / Ed. J. Lexa, V. Bezák, M. Elečko et al., Bratislava,

10. Geothermal Atlas of Europe / Ed.: E. Hurlig, V. Cernak, V. Zui, (1992).
11. Horváth F., (1993). Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. *Tectonophysics*, 226, 333-357.
12. Konečný V., Kováč M., Lexa J. et al., (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.
13. Kováč M., Kováč M., Marko F. et al., (1995). The East Slovakian Basin – A complex back-arc basin *Tectonophysics*, 232, 453-466.
14. Kutas R., Tsyvashchenko V., Majcin D., (2000). Modelling of the thermal field of the inhomogeneous lithosphere. *Romanian Geophysics*, 7, 1, 348-351.
15. Lenkey L., Dövényi P., Horváth E. et al., (2002). Geothermics of Pannonian basin and its bearing on the neotectonics. *EGU Stephan Mueller, Special publication Series*, 3, 29-40.
16. Lexa J., (2010). Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Seghedi Central Europ. J. of Geophys.* 2(3), 207-270.

R. Kutas, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof., Head of Department
Subbotin Institute of Geophysics
National Academy of Sciences of Ukraine
E-mail: kutasroman@gmail.com;

D. Majcin, Dr. Sci., Sci. Associate
Bratislava Institute of Geophysics
Academy of Sciences of Slovakia
E-mail: dusan.majcin@savba.sk

17. Majcin D., (1993). Thermal state of the west Carpathian lithosphere. *Studia geod.*, 37, 345-364.
18. Nemčok M., Nemčok M., Pospíšil L., Lexa J. et al., (1998). Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpatho-Pannonian region. *Tectonophysics*, 295, 307-340.
19. Pecskey Z., Lexa J., Szakacs A. et al., (2006). Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. *Geologica Carpathica*, 57, 6, 511-530.
20. Royden L.H., (1998). Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin system / L.Royden & F.Horváth (Eds): *The Pannonian Basin. A study in basin evolution*. AAPG Memoir 45, 27-48.
21. Seghedi I., Downes H., Harangi S. et al., (2005). Geochemical response of magmas to Neogene-Quaternary continental collision in the Carpathian-Pannonian region: A review. *Tectonophysics*, 410, 485-499.

Надійшла до редколегії 01.07.14

GEOHERMAL ENVIRONMENT FOR NEO-VOLCANISM IN TRANS-CARPATHIAN TROUGH AND EAST SLOVAKIAN DEPRESSION

Heat flow values in the Pannonian basin may reach 50-60 mW/m². Being anomalous for stable tectonic platforms, it may suggest a close relationship of Neogene-Quaternary volcanism to a source of geothermal activation.

Magmatic products surge the amount of heat sufficient to melt substantial volumes of lower crust, but lava flows or its single intrusions in the upper layers of the crust cool down relatively quickly (within the first million years) and cannot provide considerably high heat flow for a long period. This can only be done by deep sources of heat and uplifting the heated mantle substance.

The first phase of active volcanism in the region was related to the maximum temperature increase in the upper mantle, while the last one was associated with the beginning cooling process. Intrusions of Mesozoic bodies in volcanism, a high degree of metamorphism of Mesozoic deposits as well as high value of the heat flow within the Inner Carpathians (55-60 mW/m²) indicate a high geothermal activity. The depth of the boundary between the solid crust, which is dominated by the molecular mechanism of heat transfer, and a layer of partially molten material (where heat-mass transfer previously occurred) is evaluated to be 25-30 km. By Early Cenozoic a thermal mode had still not stabilized. Heat flux density reached 60 mW/m², and the top of the asthenosphere was at a depth of 100-120 km, with crustal thickness making up 40 km. These facts and the intensity of the heat flow anomalies facilitate estimating maximum temperature in the foci of melting to reach approximately 1000-1100°C. The resulting estimates of temperatures and the depth in foci of melting conclude on a major role of volatile components (water and carbon dioxide, primarily), which is confirmed by explosive volcanism distribution.

The second phase of volcanism is associated with cooling of melts, thermal immersion, and the formation of extension zones around mantle diapir, to be followed by decompression. Geothermal environment in the trans-Carpathian trough and the Inner Carpathians match the most up-to-date explanation for the geodynamic evolution of the Carpathian region in the Neogene-Quaternary. Accordingly, large crustal massifs and extensive volumes of sediments and water plunged into the upper mantle resulting from the subduction of the Pennine sea basin, and the collisions of the Eurasian plate with a number of other microplates in the Inner Carpathian area.

In the Mesozoic crustal material of the upper mantle was activated and heated enough to start melting at relatively shallow depths. The enrichment of the mantle with fusible elements and the fluids resulted in the overall decrease in melting temperatures. The formation of the mantle diapir was furthered by the extension of the crust, its submelting, and generation of sundry magma chambers. There occurred shrinking and alignments of the Earth's crust beneath all structures of the basin, regardless of their previous history.

Key words: heat flow, magmatism, temperature, Pannonian basin.

R. Кутас, д-р геол.-мін. наук, проф., зав. від.,
E-mail: kutasroman@gmail.com,
Інститут геофізики імені С.І. Субботіна НАН України,
пр. Акад. Палладіна, 32, м. Київ, 03680, Україна

Д. Майцин, д-р наук, наук. співроб.,
E-mail: dusan.majcin@savba.sk,
Геофізичний інститут Словацької АН,
Братислава, Словацька Республіка

ГЕОТЕРМІЧНІ УМОВИ НЕОВУЛКАНІЗМУ ЗАКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ

Значення теплового потоку в Паннонському басейні досягають 50-60 мВт/м², є аномальними відносно стабільних тектонічних структур, що дозволяє передбачати тісний взаємозв'язок неоген-четвертинного вулканізму з джерелом геотермічної активізації. Продукти магматизму виносять велику кількість тепла, проте лавові потоки або окремі інтрузії у верхніх горизонтах земної кори охолоджуються відносно швидко (протягом перших мільйонів років) і не можуть забезпечити настільки високих потоків тепла протягом тривалого періоду. Це можна зробити тільки за рахунок глибинних джерел і підняття мантіїної нагрітої речовини.

Перша фаза активного прояву вулканізму регіону відповідала максимальному підвищенню температури у верхній мантії, а закінчення вулканічної діяльності – початку охолодження. Наявність продуктів мезозойського магматизму, високий ступінь метаморфізму мезозойських відкладів, підвищені значення теплового потоку в межах Внутрішніх Карпат (55-60 мВт/м²) свідчать про високу геотермічну активність.

Оцінка глибини залягання границі між твердою корою, де переважав механізм молекулярної теплопередачі, і шаром з частково розплавленою речовиною, де діє г.ч. тепломасоперенос, дає значення 25-30 км. До початку кайнозойського теплового режиму не стабілізувався – щільність теплового потоку сягала 60 мВт/м², а покрілля астеносфери перебувала на глибині 100-120 км при потужності земної кори в 40 км. Оціночна максимальна температура у вогнищі плавлення, отримана за інтенсивністю аномалій теплового потоку, становила 1000-1100°C.

Отримані оцінки температур і глибин залягання вогнищ плавлення дозволяють зробити висновок про велику роль легких компонентів (в першу чергу, води і вуглекислоти) в утворенні вогнищ плавлення, що підтверджується поширенням вибухового типу вулканізму.

Друга фаза вулканізму пов'язана з охолодженням вогнищ плавлення і термічним зануренням, формуванням зон розтягу по периферії мантіїного діпаіра і декомпресією.

Геотермічні умови Закарпатського прогину і всієї Внутрішньокарпатської області узгоджуються з сучасними уявленнями про геодинамічну еволюцію Карпатського регіону в неоген-четвертинний час. У результаті субдукції при закритті Пенінського морського басейну, колізійної взаємодії Євразійської плити з системою мікроплит Внутрішньокарпатської області, великі обсяги корою речовини, осадків і води занурилися у верхню мантію. В активізованій і досить прогрітій у мезозойській верхній мантії корою речовина почала виплавлятися на відносно невеликих глибинах. Збагачення мантії легкоплавкими елементами і флюїдами привело до загального зниження температури плавлення. Надалі формування мантіїного діпаіра супроводжувалося розтягом земної кори і її підплавленням, утворенням магматичних вогнищ. Відбулося скорочення і вирівнювання потужності земної кори під усіма структурами басейну незалежно від їхньої попередньої історії.

Ключові слова: тепловий потік, магматизм, температура, Паннонський басейн.