

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Р. И. Кутас

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины,
пр. Палладина 32, 03680 Киев, Украина; kutasroman@gmail.com

В данном сообщении рассматриваются особенности глубинного строения, теплового состояния и эволюции земной коры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, ограниченной с юго-запада структурами Восточных Складчатых Карпат (рис. 1).

Геотектоническое положение района исследований. В соответствии с современным тектоническим районированием в пределах юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы выделяют Волыно-Подольскую моноклиналию, Молдовскую плиту, Львовский палеозойский прогиб [1–3, 5 и др.]. С юго-запада её ограничивает Предкарпатский прогиб, значительная часть которого перекрыта надвигом Складчатых Карпат. Традиционно юго-западную границу Восточно-Европейской платформы проводят по тектонической трансъевропейской зоне Тейсейра-Торнквиста (ТТЗ). Положение и строение этой зоны детально изучено к северозападу от рассматриваемой области на территории Польши [6, 7], где она разграничивает докембрийскую Восточно-Европейскую и палеозойскую Западно-Европейскую платформы. Перед фронтом Восточных Карпат выделение этой зоны не столь однозначно. На территории Украины в зоне Львовского прогиба границу Восточно-Европейской платформы обычно проводят по Рава-Русскому глубинному разлому, отделяющего прогиб от Рава-Русской зоны Западно-Европейской платформы, вклинивающейся узкой полосой между докембрийской платформой и Предкарпатским прогибом (рис. 1). Далее к юго-востоку докембрийская платформа граничит непосредственно с неогеновым Предкарпатским прогибом, который сформировался на разновозрастных (от протерозойских до эоценовых) структурах.

Юго-западная окраина древней платформы и донеогеновый фундамент Предкарпатского прогиба покрыты густой сетью тектонических нарушений. Преобладают продольные и поперечные по отношению к границе платформы разломы. Продольные разломы образуют с границами тектонических зон Складчатых Карпат острый угол и в юго-восточной части уходят под их надвиг. Часть этих разломов имеют древнее заложение. Они выходят далеко за пределы рассматриваемого региона и участвуют в формировании структур гранито-метаморфического фундамента. Другая часть разломов сдвиговой и надвиговой конфигурации проявляются только в отложениях мезокайнозоя и явно связана с альпийским тектогенезом и формированием Карпат.

Строение земной коры и распределение тепловых потоков. В краевой части Восточно-Европейской платформы сохраняется типичная для докембрийских платформ структура земной коры. По результатам глубинных сейсмических исследований её мощность составляет 40–50 км [2, 5, 8]. Она имеет четырёхслойное строение (рис. 2). Мощность осадочного слоя изменяется от десятков метров на склоне Украинского кристаллического щита до 8–10 км во Львовском и Преддобрудженском

прогибах и до 20 км в Складчатых Карпатах. Осадки представлены отложениями рифея, палеозоя, мезозоя. В Предкарпатском прогибе платформенные отложения перекрывает молассовая толща неогена. В Складчатых Карпатах осадочный слой представлен мел-палеогеновыми флишевыми образованиями. Скорость распространения сейсмических колебаний в кайнозойских отложениях составляет 3,4–4,1 км/с, максимальные значения в палеозойских отложениях достигают 5,1–5,3 км/с. Палеозойские отложения существенно дислоцированы. По результатам бурения установлены следы их надвигания в северо-восточном направлении.

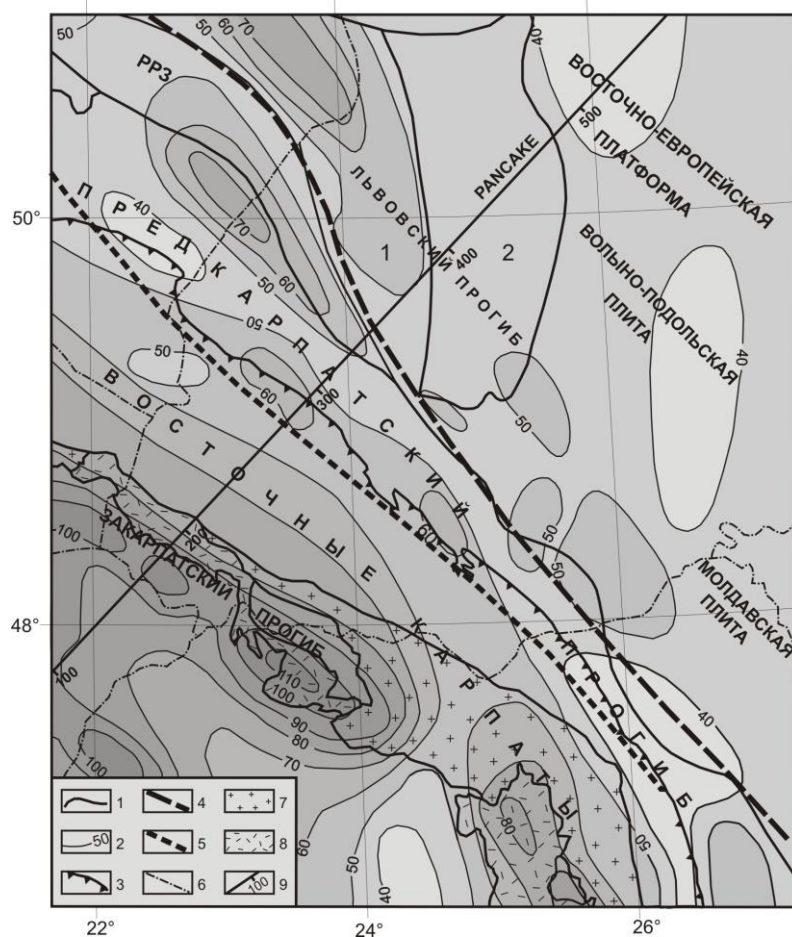


Рисунок 1 – Схема распределения теплового потока и тектонического районирования юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и прилегающей части Восточных Карпат

1 – границы тектонических зон, 2 – изолинии теплового потока, 3 – линия берегового надвига Складчатых Карпат, 4 – поверхностная граница Восточно-Европейской платформы по тектонической линии Тейсейра-Торнквиста, 5 – глубинная граница Восточно-Европейской платформы по нижнему слою земной коры и разделу Мохо, 6 – государственные границы, 7 – кристаллические массивы Восточных Карпат, 8 – неогеновые вулканы, 9 – положение сейсмического разреза PANCEKE.

Кристаллическая кора имеет типичное для кратонов трёхслойное строение. Мощность верхнего слоя ($V_p = 6,1–6,3$ км/с) достигает 20–25 км. В его пределах на глубинах 10–18 км часто выделяются один – два слоя с пониженными скоростями ($V_p = 6,0–6,1$ км/с). Мощность среднего ($V_p = 6,4–6,7$ км/с) слоя составляет 8–10 км, а нижнего ($V_p = 6,8–7,4$ км/с) изменяется от 6–8 до 15–20 км. Скорости пород в под-

коровой мантии составляют 8,2–8,3 км/с. В направлении Предкарпатского прогиба верхний слой кристаллической коры углубляется и частично, а под Складчатыми Карпатами полностью разрушается. Средний и нижний слои практически без изменения продолжают под Предкарпатским прогибом и Внешними Складчатыми Карпатами. Здесь в зоне Кросно они «срезаются» поверхностью Мохо, которая погружается с 23–25 км под Закарпатским прогибом до глубин 45–48 км под Складчатыми Карпатами. На этом участке изменяется структура кристаллической коры: типичная для древних платформ трёхслойная кора трансформируется в двухслойную, характерную для молодых структур альпийского тектогенеза. Её верхний слой ($V_p = 5,9–6,35$ км/с) имеет мощность 15–20 км, нижний – ($V_p = 6,4–6,5$ км/с) – 5–10 км. При этом нарушается структура земной коры, её слоистое строение сменяется кусочно-блоковым. На разделе Мохо V_p уменьшается до 7,9–8,0 км/с. Характер перехода от трёхслойной кристаллической коры кратона к коре альпийского типа внутри Карпатского орогена демонстрирует рис. 2.

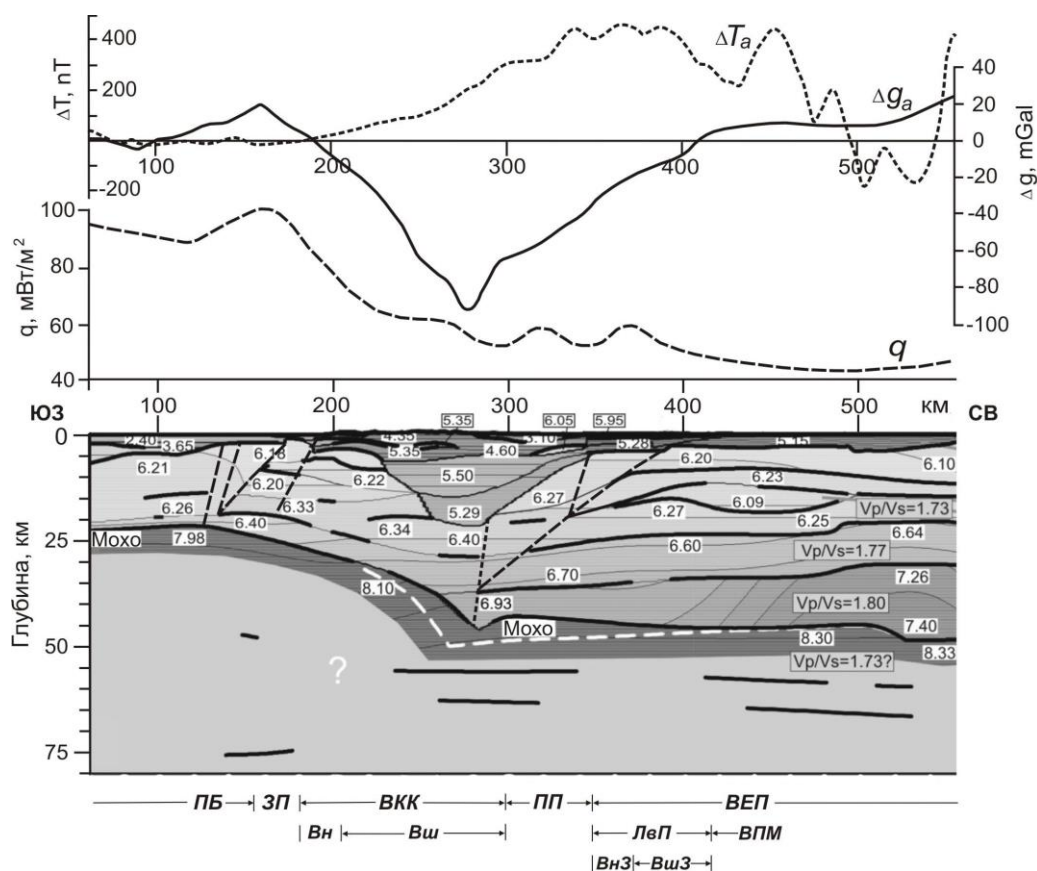


Рисунок 2 – Структура земной коры вдоль сейсмического профиля PANCAKE (сейсмические данные по [8])

Чёрные утолщённые линии – основные скоростные границы, цифры – значения скоростей V_p (км/с); белая пунктирная линия – раздел Мохо, если скорость V_p в нижней коре принять не 6,9, а 7,2 км/с. Кривые в верхней части характеризуют изменение вдоль профиля плотности теплового потока (q), аномального гравитационного (Δg_a) и магнитного (ΔT_a) полей.

С особенностями строения земной коры согласуется распределение тепловых потоков [4]. Краина Восточно-Европейской платформы характеризуется низкими тепловыми потоками (36–50 мВт/м²), на фоне которых выделяются отдельные ано-

малии повышенных (до 60–70 мВт/м²) значений, характерных для зон с особыми условиями развития. В частности, повышенными значениями выделяется внутренняя зона Львовского палеозойского прогиба, который начал формироваться в девоне как краевой на этапе герцинского орогенеза. Повышение здесь теплового потока (и в других активных зонах на краю Евразийской плиты) следует связывать с позднемезозойскими и, возможно, кайнозойскими геодинамическими процессами, сопровождавшимися образованием локальных зон растяжения и системы разломов сбросового типа (часто по плоскостям более древних надвигов и взбросов). Коровая составляющая теплового потока в пределах кратона равна 20–25 мВт/м², мантийная – 20–21 мВт/м². В аномальных зонах она увеличивается до 30 мВт/м².

В Предкарпатском прогибе также преобладают низкие (35–50 мВт/м²) тепловые потоки, а повышенные значения образуют отдельные аномалии. Аномалия повышенных значений (55–70 мВт/м²) выделяется в северо-западной части прогиба. Относительно низкие (45–60 мВт/м²) значения тепловых потоков сохраняются и во внешней части Складчатых Карпат. Некоторое общее повышение тепловых потоков обусловлено здесь большой мощностью (до 20 км) осадочных отложений с повышенным содержанием радиоактивных элементов. Локальные аномалии связаны с особенностями строения осадочной толщи, нефтяными и газовыми месторождениями. Вклад земной коры в общую величину теплового потока увеличивается до 25–35 мВт/м², а верхней мантии сохраняется примерно на том же уровне (20–23 мВт/м²). По мощности земной коры и плотности теплового потока Предкарпатский прогиб и Внешние Карпаты не отличаются от докембрийской платформы.

Утонение земной коры под Внутренними Карпатами и Закарпатским прогибом сопровождается повышением теплового потока до 70–130 мВт/м². Вклад земной коры составляет 17–22 мВт/м², вклад мантии увеличивается до 60–70 мВт/м².

Изменение структуры земной коры отражается также в гравитационном и магнитном полях (рис. 2).

Выполненный комплексный анализ геофизических данных позволяет выделить в пределах юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и прилегающих структур Карпатского региона два типа земной коры. Граница между ними проходит в центральной наиболее погружённой части Восточных Карпат (примерно по Ужозкому глубинному разлому). Они отличаются по мощности коры и её отдельным слоёв, внутренней структурой, скоростными параметрами. Но есть в их структуре и некоторые общие закономерности: несоответствие структуры верхней и нижней коры, наличие в верхней коре наклонных границ, которые не проявляются в нижней и которые можно рассматривать как поверхности срыва. Имеющиеся в настоящее время геофизические данные позволяют рассматривать Предкарпатский прогиб и частично Складчатые Карпаты как погружённый деформированный край Восточно-Европейской платформы, перекрытый в разной степени надвигом разновозрастных (от байкальского до альпийского) тектонических элементов. Ширина этой зоны изменяется от 30 до 120 км. Её наибольшая ширина отмечается на северном повороте Карпатской дуги, где надвиг представлен всеми структурными этажами, начиная с байкальского. Очевидно, всю эту область следует рассматривать как продолжение на юго-восток тектонической зоны Тейсейра-Торнквиста. С учётом этих данных, предполагаемый вариант районирования земной коры под надвигом Складчатых Карпат представлен на рис. 1.

Библиографические ссылки

1. Геотектоника Вольно-Подольи. Отв. ред. И. И. Чебаненко. Киев: Наук. думка. 1990. 244 с.
2. 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.
3. Крупський Ю. З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. Київ: УкрДГРІ. 2001. 144 с.
4. Кутас Р. И. Геотермические условия и мезо-кайнозойская эволюция Карпато-Паннонского региона // Геофиз. журн. 2016. Т. 38, № 5. С. 75–107.
5. Тектонічна карта України. 1 : 1 000 000. Ред. Д. С. Гурський, С. С. Круглов. Київ: УкрДГРІ. 2007.
6. Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // *Tectonophysics*. 2004. N 381. P. 235–273.
7. Guterch A. M., Grad G. R., Keller K., Posgay J., Vozar A., Špičák E., Brueckl Z., Hajnal H., Thybo G., Selvi O. and CELEBRATION 2000 Working Group. Experiment Team // *Stud. Geophys. Geod.* 2003. N 47. P. 239–252.
8. Starostenko V. I., Janik T., Kolomiyets K. et al. 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*. 2013. N 608. P. 1049–1072.

УДК 553.078.73(477+470)

НОВАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

В. А. Привалов, Е. А. Панова

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н. П. Семененко НАН Украины,
пр. акад. Палладина 34, 03680 Киев, Украина; vitaliy.privalov@gmail.com

Украинский щит (УЩ) является крупнейшей геоструктурой Украины в составе южного сегмента Восточно-Европейского кратона (ВЕК) – Сарматии. Именно здесь, в пределах УЩ, кристаллический фундамент ВЕК выходит на дневную поверхность выше современного базиса эрозии в виде многочисленных естественных обнажений или перекрыт маломощными осадочными породами. Значительная часть наших знаний о событиях, которые сформировали земную кору Сарматии, является итогом обобщения обширных массивов геологической информации и результатов горно-эксплуатационных работ на территории УЩ.

Современная гетерогенно-блочная структура УЩ сформировалась как результат цепочки геотектонических процессов, инициировавших накопление, метаморфизм, эксгумацию и денудацию основных структурно-вещественных комплексов, тектоно-термальные события, формирование флюидно-магматических и сопряженных с ними рудоносных систем. По современным представлениям, УЩ как самостоятельная морфоструктура возник в позднедевонское время, когда начал активно формироваться Припятско-Днепровско-Донецкий (ПДД) авлакоген, разделивший массивное сводчатое поднятие Сарматского протощита на два выступа кристаллического фундамента – Украинский и Воронежский.

Таким образом, главными тектоническими единицами Сарматии являются УЩ и Воронежский кристаллический массив (ВКМ), подвергшиеся в течение раннего