

Припятский прогиб как возможный канал мантийной дегазации: глубинное строение и положение в зоне сочленения Сарматии и Фенноскандии

Т.П. Егорова, А.В. Муровская, 2020

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 19 июня 2020 г.

Припятский прогиб, представляющий собой северо-западное завершение Припятско-Днепровско-Донецкой впадины, находится в зоне сочленения докембрийских террейнов Фенноскандии и Сарматии, которая контролируется Осницко-Микашевичским вулканоплутоническим поясом. Древний тектонический шов подвергался реактивации во время последующих эпизодов рифтогенеза мезо-неопротерозойского и девонского возраста. Обобщено строение литосферы Припятского прогиба по опубликованным геофизическим данным и дана новая интерпретация скоростно-плотностной модели строения литосферы по профилю Eurobridge-97. Строение литосферы в районе южного борта Припятского прогиба и Коростенского плутона, состоящего из гранитов рапакиви — габбро-анортозитов, связано с существованием мантийной магматической камеры, поступлением мантийных расплавов в кору, частичным плавлением, магматической дифференциацией и преобразованием вещества всей коры под плутоном. В пределах Припятского прогиба особая роль принадлежит Южно-Припятскому разлому, ограничивающему прогиб с юга, а Коростенский плутон — с севера и связанному с наклонной сейсмической границей (рефлектором) в мантии. Южно-Припятский разлом, будучи разломной зоной глубинного заложения, контролировал внедрение магматических расплавов и мантийных флюидов на протяжении всей своей эволюции. В настоящее время он контролирует сейсмичность и, очевидно, является подводящим каналом для углеводородов и каналом мантийной дегазации. Знаковые свойства строения и эволюции Припятского прогиба следующие: (I) заложение в древней ослабленной зоне, претерпевшей неоднократные тектономагматические активизации; (II) положение на пересечении четырех крупных зон неоднородностей (Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса северо-восточного простирания, меридиональной зоны Одесса—Гомель, широтной зоны Брест—Припять и Днепровско—Донецкой впадины северо-западного направления); (III) пространственная связь ограничивающих прогиб листрических сбросов с мантийными неоднородностями; (IV) современная активизация и приуроченность к прогибу месторождений углеводородов. Перечисленные критерии позволяют рассматривать Припятский прогиб как возможный канал мантийной дегазации.

Ключевые слова: Сарматия, Фенноскандия, Припятский прогиб, Коростенский плутон, Южно-Припятский разлом, магматическая камера, мантийная дегазация.

Введение. Зона сочленения докембрийских террейнов Фенноскандии и Сарматии (2—1,7 млрд лет) является одной из главных литосферных границ в западной части Восточно-Европейского кратона, где произошло сшивание палеопротерозойской коры Фенноскандии с преимущественно

архейской корой Сарматии [Bogdanova et al., 2006]. Сутурная зона маркируется широким Осницко-Микашевичским вулканоплутоническим поясом, на нее наложен неопротерозойский Вольно-Оршанский авлакоген, а в позднем девоне в пределах зоны развивается Припятский

прогиб (ПП), представляющий северо-западное завершение Припятско-Днепровско-Донецкой впадины.

Большинство нефтяных месторождений Припятского нефтегазоносного бассейна приурочено к тектонически экранированным ловушкам, примыкающим к глубинным разломам, которые служат каналами поступления насыщенных углеводородами мантийных флюидов в осадочный чехол, что свидетельствует в пользу abiогенной гипотезы происхождения углеводородов [Грибик, 2004; Гузик, 2013].

Экспериментальные данные по петрофизическим свойствам вещества, насыщенного флюидами при высоких температурах и давлениях, данные по глубинным ксенолитам и геохимии природных газов дают основание предполагать, что многие структурные особенности литосферы могут быть связаны с глубинными флюидами и дегазацией Земли [Соллогуб и др., 1981; Кац и др., 1986; Лукин, Шестопапов, 2018]. Подъем флюидов вместе с глубинным веществом и последующее формирование месторождений углеводородов и других полезных ископаемых происходит в зонах глубоких нарушений, к которым относятся шовные зоны между литосферными плитами [Дмитриевский, Валяев, 2006; Лукин, Шестопапов, 2018].

Припятский прогиб вследствие хорошей геолого-геофизической изученности и пространственной связи со структурными швами регионального уровня может быть эталонным объектом для анализа влияния анизотропии континентальной литосферы, заложенной в архее—палеопротерозое, на ее последующую эволюцию, а также для изучения структурообразующей роли глубинных долгоживущих разломов. Глубинное строение зоны сочленения в целом и ПП в частности исследовано рядом современных профилей ГСЗ, ОГТ, гравитационным моделированием, глубинной электроразведкой и т. д. Все это дает возможность детально рассмотреть ее строение и выделить характерные особенности, которые могут считаться эталонными для подобного рода зон.

Целью настоящей статьи является обобщение и анализ геофизических материалов по глубинному строению ПП, заложенного в зоне сочленения Сарматии и Фенноскандии, для формирования новой интерпретационной модели образования прогиба, приуроченного к узлу пересечения тектонических элементов разного возраста и направлений.

Тектоническое положение и геологическое строение Припятского прогиба. Припятский прогиб заложен на краю докембрийского террейна Сарматия в зоне его сочленения с Фенноскандией, которые вместе с Волго-Уралом составляют Восточно-Европейский кратон (ВЕК) — древнее стабильное ядро Европейского континента [Bogdanova, 1993; Bogdanova et al., 2006] (рис. 1). Террейны постепенно амальгамировали в палеоконтинент Балтика в период позднего палеопротерозоя (до 1,80—1,79 млрд лет). Древние тектонические швы между сегментами подвергались реактивации во время последующих эпизодов мезопротерозойского [Махнач и др., 2001; Bogdanova et al., 2006; Гинтов, 2012; Shumlyanskyu et al., 2017] и девонского рифтингов [Махнач и др., 2001; Yegorova et al., 2004a; Пашкевич и др., 2014; Гарецкий, 2015].

Сарматский сегмент ВЕК включает в себя выходящие на земную поверхность архейско-палеопротерозойские Украинский щит и Воронежский массив. Зона сочленения Фенноскандии и Сарматии изучена на основании сотен скважин на территории Украины, Польши и Белоруси, а распределение отдельных структур в скрытом фундаменте прослежено магнито- и гравиразведкой. Изотопные датирования зерен циркона юго-западной части ВЕК позволили определить возраст кристаллизации интрузивных пород и связать их с основными событиями формирования и наращивания континентальной коры [Bogdanova et al., 2006; Щербак, 2008; Pease et al., 2008; Shumlyanskyu et al., 2017].

Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс возрастом 2,05—1,95 млрд лет [Щербак, 2008; Shumlyanskyu, 2014] и шириной около 150—200 км простирает-

ся в северо-восточном направлении вдоль северо-западного края Сарматии (рис. 2). На территории Украины обнажаются гранитоиды Осницкого комплекса юго-западной части пояса. Магматические образования Осницко-Микашевичского пояса хорошо выделяются в магнитном поле, это крупные гранодиоритовые и гранитные батолиты, интрузии габбро и диоритов, базальтово-андезитовые и дацитриолитовые вулканы, по химизму подобные породам вулканических дуг андийского типа [Bogdanova et al., 2006; Shumlyanskyu, 2014].

Тектоническая позиция Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса является темой дискуссии. В работе [Аксаментова, 2002] он рассматривается как магматическая провинция, сформировавшаяся в период 2,1—1,7 млрд лет в связи с развитием среднепалеопротерозойских глубинных разломов юго-восточного про-

стирания. В ставших классическими работах [Bogdanova et al., 2006; Shumlyanskyu, 2014] формирование пояса связано с субдукцией океанической коры под северо-западную окраину Сарматии.

Коростенский плутон (КП). К юго-западной границе Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса на его контакте с Волынским блоком Украинского щита приурочен более молодой Коростенский плутон (КП) (см. рис. 2), представленный интрузивным комплексом (граниты рапакиви, анортозиты, габбро-нориты) возрастом 1,81—1,74 млрд лет [Shumlyanskyu et al., 2017]. В формировании плутона определяющую роль играли процессы внедрения больших объемов мантийных расплавов в нижнюю кору, ее частичного плавления и деламинации, что послужило источником происхождения основных пород плутона [Shumlyanskyu et al., 2017]. С внедрением этих расплавов

Рис. 1. Основные тектонические сегменты Восточно-Европейской платформы и Воыно-Среднерусская система прогибов (по [Bogdanova et al., 2006; Гарецкий, 2015], с изменениями и дополнениями): 1 — Фенноскандия и Балтийский щит; 2 — Сарматия и Украинский щит; 3 — Волго-Уралья; 4 — шовные зоны; 5 — Воыно-Среднерусская система прогибов; 6 — Днепровско-Донецкий авлакоген; 7 — граница Восточно-Европейской платформы. Район исследования показан прямоугольником.

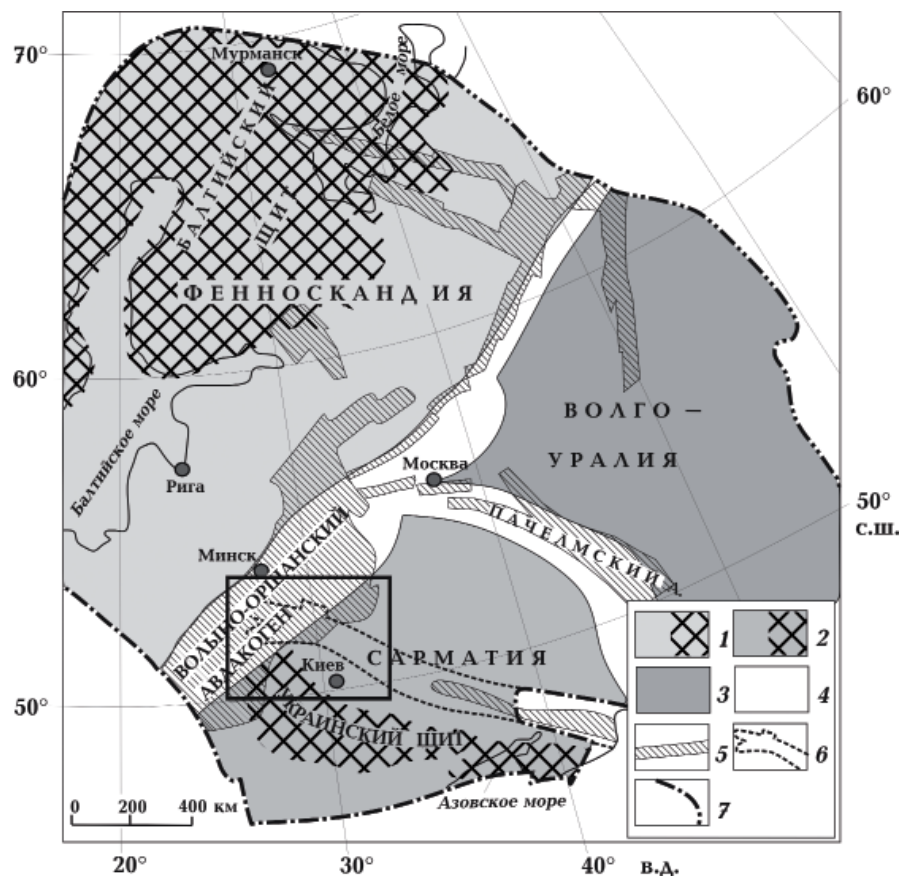


Fig. 1. Main tectonic segments of East European Platform and Volyn-Central Russian system of troughs (according to [Bogdanova et al., 2006; Garetsky, 2015], with changes and additions): 1 — Fennoscandia and Baltic Shield; 2 — Sarmatia and Ukrainian Shield; 3 — Volgo-Uraliya; 4 — sutures; 5 — Volyn-Central Russian system of troughs; 6 — Dnieper-Donets aulacogen; 7 — border of East European Platform. The study region is shown in a rectangle.

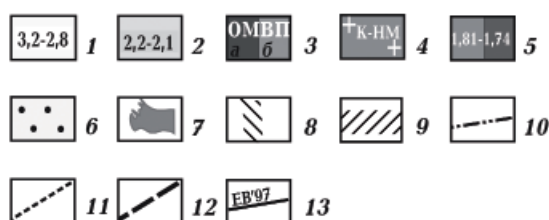
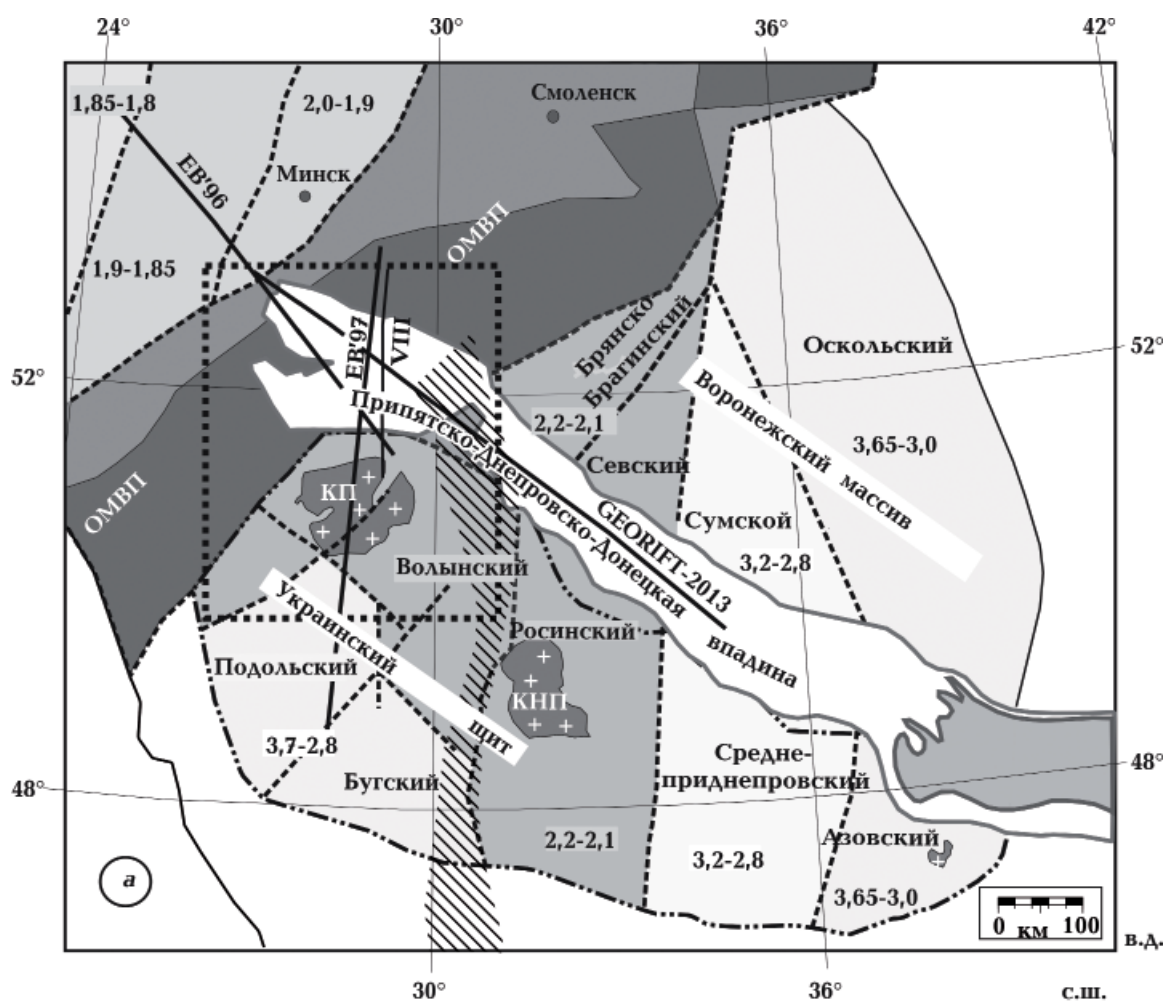


Рис. 2. Тектоническая схема Сарматии и шовной зоны с Фенноскандией с положением сейсмических профилей Eurobridge и GEORIFT-2013 (а) и Припятского прогиба с Коростенским плутоном (б), по [Bogdanova et al., 2006; Stargostenko et al., 2018], с дополнениями: 1 — архейская кора и ее возраст (млрд лет), 2 — палеопротерозойская кора и ее возраст (млрд лет), 3 — Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс (ОМВП) (2,0—1,95 млрд лет) — палеопротерозойская кора (а), средне- и нижнекоровые сегменты пояса (б), 4 — анортозит-рапакиви гранитные плутоны;

5 — Коростенский плутон (граниты рапакиви и габбро-анортозиты) и его возраст (1,81—1,74 млрд лет); 6 — Овручская грабен-синклиналь; 7 — складчатое сооружение Донбасса; 8 — тектоническая зона Одесса—Гомель; 9 — тектоническая зона Брест—Припять; 10 — граница Украинского щита; 11 — основные разломы; 12 — разломы, ограничивающие Припятский прогиб; 13 — положение сейсмических профилей и их названия. КП — Коростенский плутон, КНП — Корсунь-Новомиргородский плутон, БВ — Брагинский выступ. Прямоугольником на а (пунктир) показан район исследований (б).

в среднюю кору, ее плавлением и кристаллизацией связывается формирование всего спектра гранитоидных пород (с преобладанием гранитов рапакиви) КП.

Формирование КП и сопутствующих даек в работе [Bogdanova et al., 2013] объясняется возникновением мантийного плюма в условиях косой коллизии Фенноскандии и Сарматии, которая началась 1,83—1,81 млрд лет и длилась в течение следующих 100 млн лет, вызывая вращение Сарматии и растяжение коры, что обусловило формирование транскоровых разломов, служивших каналами внедрения магм КП. На северное завершение плутона наложена субширотная Овручская компенсаторная впадина, выполненная кварцито-песчаниками и филлитовыми сланцами (1,6—1 млрд лет) [Егорова и др., 2003; Shumlyansky et al., 2017].

Палеопротерозойские зоны Сарматии.

Украинский щит и Воронежский массив — приподнятые и доступные непосредственному изучению сегменты Сарматии — традиционно делятся на «блоки», разделенные субмеридионально ориентированными швами протерозойского возраста.

Зона Одесса—Гомель, выделяемая по субмеридиональной полосе магнитных аномалий, является элементом протяженного меридионального линеамента, прослеженного от Баренцева до Черного моря, который разделяет континентальную кору двух типов — с гранитно-зеленокаменными областями на востоке и гранулитовыми поясами на западе [Богданова и др., 2008] (см. рис. 2, а). На территории Украины этому линеamentу соответствует Тальновский разлом, ограничивающий с запада Голованевскую шовную зону, которая сформиро-

валась в результате плитотектонических процессов раннепротерозойского возраста [Гинтов, 2012].

Зона Брест—Припять. Южно-Припятский разлом, ограничивающий с юга ПП, находится в пределах палеопротерозойской широтной зоны разломов Брест—Припять (см. рис. 2, б), которая активна и в настоящее время. Зона выражена в скоростной, магнитной, плотностной и тепловой неоднородностях литосферы. Современная ее активность проявляется в вертикальных движениях и вековых вариациях гравитационного поля [Bogdanova et al., 2006].

Волыно-Оршанский авлакоген (ВОА).

В основании западной части ПП установлено присутствие верхнепротерозойских отложений, а также рифейско-нижневендского структурного комплекса, выполняющих Волыно-Оршанский прогиб (авлакоген?) [Махнач и др., 2001; Гарецкий, 2015]. Неглубокий (до 1—3 км) и широкий ВОА формируется длительное время (1,18—0,62 млн лет) и пространственно наследует зону сочленения Фенноскандии—Сарматии [Bogdanova et al., 2006; Гарецкий, 2015]. ВОА входит в состав обширной и разветвленной Волыно-Среднерусской системы прогибов (см. рис. 1), которая формировалась на протяжении длительного времени в результате образования, развития и распада суперконтинента Родиния [Хаин, 2001; Sliupa et al., 2006; Pease et al., 2008; Гарецкий, 2015].

Припятско-Днепровско-Донецкая впадина (ПДДВ). Одним из ключевых процессов в фанерозойской истории ВЕК был позднепалеозойский рифтогенез, происходящий почти по всему кратону [Хаин, 2001;

Fig. 2. Tectonic scheme of Sarmatia and suture zone with Fennoscandia, with the position of seismic profiles Eurobridge and GEORIFT-2013 (a) and scheme of the region of Pripyat Trough and Korosten pluton (b), according to [Bogdanova et al., 2006; Starostenko et al., 2018], with additions: 1 — Archean crust and its age (Ma); 2 — Palaeoproterozoic crust and its age (Ma); 3 — Osnitsa-Mikashevichi Igneous Belt (OMIB) (2,0—1,95 Ma) — Palaeoproterozoic crust (a), middle- and lower-crustal segments of the belt (b); 4 — anorthosite- rapakivi granite plutons; 5 — Korosten pluton (rapakivi granites and gabbro-anorthosites) and its age (1,81—1,74 Ma); 6 — Ovruch graben-syncline; 7 — Donbas Fold Belt; 8 — tectonic zone Odessa—Gomel; 9 — tectonic zone Brest-Pripyat; 10 — Ukrainian Shield border; 11 — main faults; 12 — faults bordering the Pripyat Trough; 13 — position of seismic profiles and their names. КП — Korosten Pluton, КНП — Korsun'-Novomirgorod Pluton, БВ — Bragin Uplift. Rectangle in a (dashed line) shows the study region (b).

Stephenson et al., 2006]. В позднем девоне формируется рифтовая система ПДДВ, основными сегментами которой являются ПП, Днепровский грабен и впоследствии инвертированный Донбасский складчатый пояс (см. рис. 2). Припятский прогиб представляет собой асимметричный осадочный бассейн длиной около 280 км, шириной до 150 км и толщиной осадков 2—6 км, заполненный отложениями нижнего девона—среднего триаса. От Украинского щита он отделен Южно-Припятским разломом, представляющим собой зону сбросов общей амплитудой до 2—4 км [Махнач и др., 2001]. Северной границей прогиба является Северо-Припятский краевой разлом, состоящий из серии сбросов амплитудой до 2,0—3,5 км. Припятский прогиб отделен от Днепровско-Донецкой впадины Брагинским выступом, тектоническое положение которого связано с протерозойскими разломами (см. рис. 2) [Чекунов, 1994; Махнач и др., 2001]. Фундамент Брагинского выступа слагают породы Брянско-Брагинского гранулитового блока, которые могут быть аналогом тетеревской серии Украинского щита палеопротерозойского возраста [Bogdanova et al., 2006].

Для формирования ПДДВ в целом характерна базификация коры. В Днепровско-Донецком сегменте массивная базификация происходила вдоль осевой зоны впадины, а в ПП незначительные интрузии основных пород локализованы вдоль его южного борта. Для Брагинского выступа характерен интенсивный позднедевонский вулканизм, о чем свидетельствуют верхнедевонские щелочно-базальтовые и щелочно-ультраосновные породы и их дифференциаты, достигающие мощности 3 км [Махнач и др., 2001]. Источник рифтогенеза, связанный с формированием ПДДВ, располагался под Прикаспийской впадиной и распространялся далее в северо-западном направлении с формированием рифтовой системы ПДДВ [Yegorova et al., 2004b]. Геометрия и структурные особенности ПДДВ определяются уже существовавшей с докембрия сетью разломов и тектонических зон [Махнач и др., 2001;

Yegorova et al., 2004a; Айзберг, Старчик, 2007; Гинтов, 2012; Пашкевич и др., 2014].

Строение литосферы Припятского прогиба и окружающих структур по геофизическим данным. Строение литосферы Припятского прогиба по данным ГСЗ. Припятский прогиб пересекают два поперечных и один продольный сейсмические профили (ГСЗ) — Eurobridge-96, Eurobridge-97 и Georift-13 [EUROBRIDGE, 1999; Thybo et al., 2003; Starostenko et al., 2018] (см. рис. 2). Скоростная модель по профилю Georift-13, который пересекает ПДДВ по простиранию, позволяет выявить различия в строении литосферы ПП и Днепровско-Донецкой впадины, а также характер их сочленения. Толщина осадочных отложений ПДДВ увеличивается в юго-восточном направлении от 1—4 км в ПП до 10—13 км в ее донецком секторе, а скорости в подстилающей мантии, напротив, уменьшаются в том же направлении. В нижней коре граница между ПП и Брагинским выступом может быть прослежена по северо-западному краю высокоскоростного тела, продолжающегося под Днепровско-Донецкой впадиной.

Профили Eurobridge-96 и Eurobridge-97 (см. рис. 2) проходят через Балтийский и Украинский докембрийские щиты и пересекают зону сочленения Сарматии и Фенноскандии. Профиль Eurobridge-97 [Thybo et al., 2003] пересекает с севера на юг переходную область сложного геологического строения, которая примыкает к зоне сочленения и включает Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс с наложенным в палеозое ПП, далее на юг Коростенский плутон, Волынский и Подольский блоки Украинского щита.

Сейсмические наблюдения по профилю Eurobridge-97 позволили получить распределение скоростей не только P -волн, но и S -волн и, соответственно, соотношения V_P/V_S , что позволило провести надежную геологическую интерпретацию с выходом на состав слагающих кору пород. В скоростной модели по профилю Eurobridge-97 выделены два основных блока — Осницко-Микашевичский вулканоплутонический

пояс, перекрытый осадками ПП, и рапакиви гранитный — габбро-анортозитовый КП, расположенный в Волынском блоке Украинского щита (рис. 3). Наиболее сложная структура наблюдается в верхней коре до глубин 10—15 км, а также в нижней коре глубже 35 км [Thybo et al., 2003]. В северной части профиля оконтурен 4-километровый слой осадочного чехла ПП. В районе КП верхняя кора характеризуется аномально высокими для глубин 0—10 км скоростями 6,4—6,7 км/с. В осевой и южной частях плутона поверхность фундамента характеризуется скоростями в верхней части коры 6,1—6,2 км/с. Ниже 15 км средняя кора представлена двумя слоями со скоростями 6,4 и 6,7 км/с. Под ПП и КП в низах коры выделен слой повышенных скоростей (7,0—7,10 км/с) мощностью 10 км. Под ним, в северной части Припятского прогиба, и под КП над поверхностью Мохо зафиксирован тонкий слой с высокими скоростями (7,45—7,6 км/с).

Поверхность Мохо установлена на глубине ~46 км. Скорости под границей Мохо очень высокие (8,3—8,4 км/с) почти вдоль всего профиля, за исключением части профиля, относящейся к ПП и северной части КП, где они понижаются до 8,1 км/с. В верхней мантии под ПП выявлена наклонная сейсмическая граница (рефлектор), уходящая под КП (см. рис. 3), которая может свидетельствовать, что в верхней мантии сохранились следы палеопротерозойской субдукции [Thybo et al., 2003]. Аналогичный мантийный рефлектор получен и на профиле Eurobridge-96, где он расположен субгоризонтально на глубинах 50—60 км [EUROBRIDGE, 1999]. Такие наклонные рефлекторы могут быть fossilizированными зонами субдукции, как океанической, так и континентальной коры [Balling, 2000].

Хорошая регистрация S-волн вдоль всего профиля также позволила построить сейсмические разрезы по поперечным волнам и по соотношению V_p/V_s [Thybo et al., 2003]. В кристаллической коре соотношение V_p/V_s увеличивается с глубиной от 1,72 до 1,78 и зависит в основном от состава

или основности пород (количества кремнезема SiO_2), а также от содержания Fe и Mg в основных породах [Christensen, 1996]. КП отмечается повышенными значениями V_p/V_s во всей коре (1,78—1,84), что может быть связано с преобладанием пород основного состава. Прогнозная оценка, полученная по известной зависимости между V_p/V_s и содержанием SiO_2 , в коре по профилю Eurobridge-97 [Yegorova et al., 2004] использовалась при интерпретации плотностной модели коры по профилю.

Структура коры Припятского прогиба по профилю ОГТ VIII. Внутреннее строение ПП описывается разрезом по региональному сейсмическому профилю ОГТ VIII с использованием отраженных волн, который проходит параллельно профилю Eurobridge-97 в непосредственной близости от него (см. рис. 2, 3). Профиль VIII длиной 240 км был выполнен в Белоруссии в 1980-е годы [Гарецкий, Клушин, 1989]. Дополнительная обработка сейсмических записей и интерпретация была осуществлена в университете г. Упсала [Juhlin et al., 1996]. Известна также более поздняя интерпретация сейсмического изображения по этому профилю [Айзберг, Старчик, 2007].

По этому профилю ПП представляет собой ассиметричную рифтогенную структуру, ограниченную Южно-Припятским и Северо-Припятским литрическими сбросами, которые хорошо выделяются на сейсмическом разрезе (см. рис. 3, в). Разломы выполаживаются по кровле гетерогенной нижней коры, насыщенной отражающими площадками, не проникая в нее и не пересекая поверхности Мохо, что соответствует модели континентального рифта с образованием разломов в хрупкой толстой верхней коре и пластичными деформациями в нижней ее части [Juhlin et al., 1996]. Представленная структура коры обосновывает изменение механизма ее растяжения и утонения с глубиной: хрупкое разрушение в верхней—средней коре и пластичное горизонтальное растяжение в нижней коре, где наблюдается повышенная расслоенность. Повышенная расслоенность нижней коры выявлена на многих

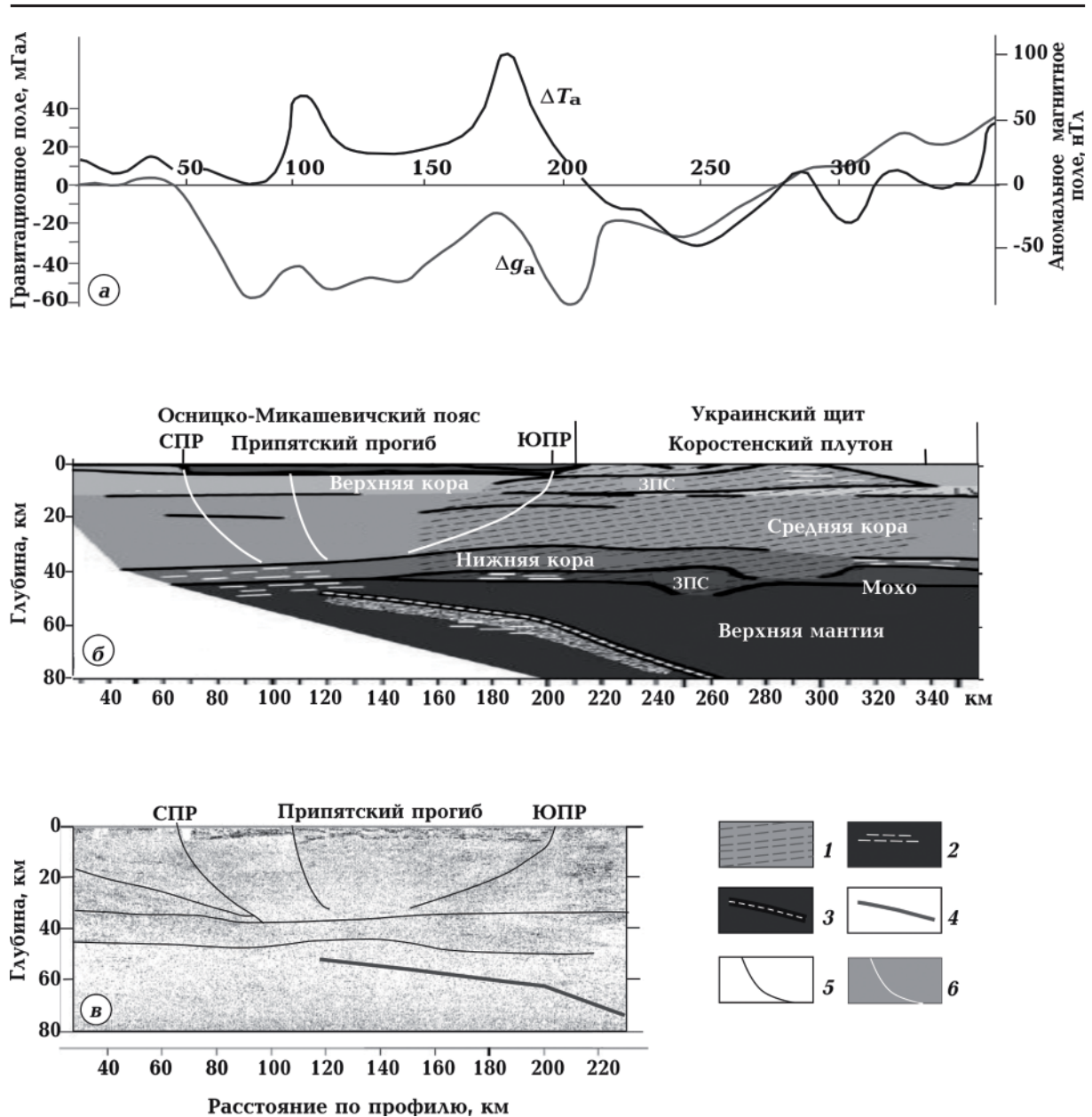


Рис. 3. Обобщенная структура литосферы Припятского прогиба по профилям ГСЗ Eurobridge-97 и ОГТ VIII (положение профилей см. на рис. 2): *a* — наблюдаемые аномальное магнитное (нТл) и гравитационное (аномалии Буге) (мГал) поля по профилю ГСЗ Eurobridge-97, *б* — обобщенная скоростная модель по профилю ГСЗ Eurobridge-97 [Thybo et al., 2003] с дополнениями авторов, *в* — интерпретация сейсмического разреза по региональному профилю VIII с использованием отраженных волн [Juhlin et al., 1996]; 1 — высокоскоростной блок коры Коростенского плутона; 2 — области локализации отражающих площадок в подкоровом слое; 3 — мантийная граница (рефлектор), выявленная по профилю Eurobridge-97 [Thybo et al., 2003]; 4 — проекция мантийного рефлектора на профиль ОГТ VIII; 5 — листрические сбросы в бортах Припятского прогиба [Juhlin et al., 1996]; 6 — проекции листрических сбросов на профиль Eurobridge-97.

Fig. 3. The generalized structure of lithosphere of the Pripjat Trough on the Eurobridge-97 and CDP VIII profiles (for location see Fig. 2): *a* — anomalous magnetic (nT) and gravity (Bouguer anomalies) (mGal) fields along the Eurobridge-97 profile, *б* — generalized velocity model on the Eurobridge-97 profile [Thybo et al., 2003] with the additions of authors, *в* — interpretation of the seismic cross-section along the CDP profile [Juhlin et al., 1996]; 1 — high-velocity crustal block of the Korosten Pluton; 2 — localization of reflecting features in the subcrustal layer; 3 — mantle boundary (reflector) identified by the Eurobridge-97 profile [Thybo et al., 2003]; 4 — projection of mantle reflector on the CDP VIII profile; 5 — listric faults on the flanks of the Pripjat Trough [Juhlin et al., 1996]; 6 — projection of the listric faults on the Eurobridge-97 profile.

сейсмических профилях (см., например, [Verpakhovska et al., 2018]), и проявляется ярче в более молодых районах, таких как Паннонский бассейн, что связано с более высоким тепловым потоком.

Северо-Припятский разлом имеет более крутое падение в коре по сравнению с Южно-Припятским, и по результатам интерпретации профиля ГСЗ Eurobridge-97 может быть прослежен в нижнюю кору (область повышенной расслоенности) и в верхнюю мантию, где отмечается наклонная сейсмическая граница, уходящая под КП как минимум до глубин 80 км (см. рис. 3, б, в). Южно-Припятский разлом ограничивает ПП с юга и примыкает к КП с севера. С Южно-Припятским разломом совпадает локальный минимум наблюдаемого гравитационного поля (см. рис. 3, а), а в волновом поле по профилю Eurobridge-97 зоне разлома соответствует резкое затухание первых вступлений сейсмических волн [Thybo et al., 2003]. Эти факты свидетельствуют о деструкции земной коры и поглощении сейсмической энергии в зоне нарушения. Зона, соответствующая положению современного Южно-Припятского краевого разлома, была границей, определившей не только локализацию процессов рифтогенеза, но и игравшей важную роль в его дорифтовой, возможно, докембрийской истории [Айзберг, Старчик, 2007].

Структура и состав литосферы Припятского прогиба и Коростенского плутона по данным плотностного моделирования. Скоростная модель по профилю Eurobridge-97 (распределение скоростей P - и S -волн, а также соотношение V_p/V_s) [Thybo et al., 2003]) стала структурной основой для гравитационного моделирования по линии профиля и 3D моделирования района, включающего большую часть Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса, с наложенным ПП и северо-западного сегмента Украинского щита с КП [Егорова и др., 2003; Kozlovskaya et al., 2004; Yegorova et al., 2004]. Наблюдаемое гравитационное поле (рис. 4) отражает основные тектонические сегменты района исследований:

– ПП, заполненным мощными осадками, которому соответствует минимум силы тяжести амплитудой до -60 мГал;

– Брагинский выступ, которому соответствует гравитационный Черниговский максимум самый интенсивный на Восточно-Европейской платформе;

– КП с пониженными значениями гравитационного поля.

Снятие эффекта осадков ПП привело к исчезновению сильного минимума прогиба и выделению минимума величиной до -20 мГал в северной части плутона (КП) [Егорова и др., 2003]. По этим же данным дефицит плотности в пределах КП по сравнению с районом ПП до глубины 15 км составляет в среднем $0,11$ г/см³ (при соот-

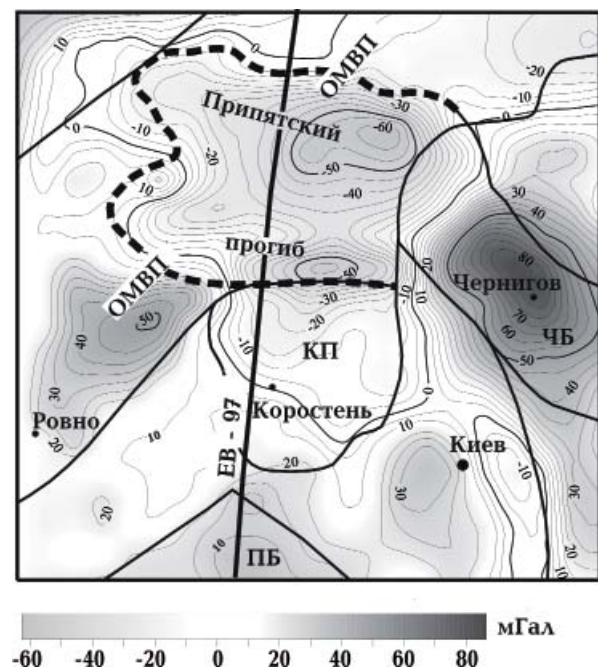


Рис. 4. Наблюдаемое гравитационное поле в аномалиях Буге (мГал), осредненное по сетке 20×20 км, использованное для 3D гравитационного моделирования [Yegorova et al., 2004]: ОМВП — Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс, КП — Коростенский плутон, ПБ — Подольский блок. Линией показано положение профиля Eurobridge-97 (ЕВ'97).

Fig. 4. Observed gravity field (Bouguer anomalies averaged on 20×20 km grid) used in 3D gravity modelling [Yegorova et al., 2004]: ОМВП — Osnitsa-Mikashkevichi Igneous Belt, КП — Korosten Pluton, ПБ — Podolian Domain. The line shows the position of the Eurobridge-97 profile (ЕВ'97).

ветствующих плотностях 2,63 и 2,74 г/см³). Вдоль южного борта прогиба наблюдаются локальные гравитационная и магнитная аномалии над интрузиями основных пород (см. рис. 3, а, 4). Строение литосферы и ее прогнозный состав в районе ПП, перекрывающего Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс и КП, показаны на рис. 5, который построен по результатам плотностного и скоростного моделирования по профилю Eurobridge-97, с учетом обобщения работ по всему проекту «Eurobridge» и изучения возраста пород и механизма формирования КП [Егорова и др., 2003; Thybo et al., 2003; Yegorova et al., 2004; Bogdanova et al., 2006; Shumlyanskyu et al., 2017].

Кора КП выделяется сложным строением верхней части до 15 км с обнажающимися на поверхности гранитами рапакиви и массивами анортозитов — габбро-анортозитов коростенского комплекса. Средняя кора, судя по значениям скоростей (6,7—6,8 км/с), плотностей (2,85—2,90 г/см³) и содержанию SiO₂ (55—60 %), сложена породами основного состава с преобладанием габбро. Нижняя кора под плутоном имеет сложную структуру в виде двух линзовидных тел, которые по своим физическим свойствам могут быть представлены основными породами группы габбро-норитов и перидотитов, под которыми в верхней мантии установлена (под ПП и КП) линза пониженной скорости и плотности (8,1 км/м, 3,33 г/см³), связанная с сейсмической границей (рефлектором) в верхней мантии (см. рис. 5). Такое сложное строение КП в виде транскорового тела, переработавшего всю кору, с характерным переслаиванием магматических пород основного состава в основании коры и связанного с фоссилизированной магматической камерой и подводным каналом (рефлектор в мантии), хорошо объясняется с позиций современных представлений о формировании и составе сложных рапакиви-анортозитовых массивов. Считается, что их образование происходило на субплатформенной стадии эволюции в субдукционно-коллизивной обстановке в

пределах шовной зоны между палеопротерозойской Фенноскандией и, главным образом, архейской Сарматией [Bogdanova, 1993]. Некоторые авторы [Gower, Tucker, 1994; Funk et al., 2000] отмечают, что анортозитовые комплексы часто приурочены к границам архейских кратонов с палеопротерозойскими орогенами.

Дискуссия. Мантийный рефлектор в шовной зоне Фенноскандии—Сарматии, погружающийся на юго-юго-восток, наиболее отчетливо виден на профиле Eurobridge-97 (на других профилях зафиксированы его горизонтальные проекции) и является ключевым элементом для многочисленных геодинамических интерпретаций. В работе [Thybo et al., 2003] он рассматривается как след сутуры аккреции Сарматии и Волго-Уралии либо как более поздняя зона сдвига в мантии. Авторы [Айзберг, Старчик, 2007] предлагают альтернативную интерпретацию — эта наклонная граница представляет собой поверхность отрыва в коре и верхней мантии, которая была связана с образованием ПДДВ в позднем девоне. Последняя интерпретация, по мнению [Bogdanova et al., 2006], хорошо объясняет наличие в районе этой границы мантийной зоны с пониженной скоростью, которая может состоять из мафических и ультрамафических магматических пород, подстилающих границу Мохо. Очевидна структурная связь между уходящей в мантию отражающей границей в шовной зоне Фенноскандии—Сарматии и линзой пониженной скорости (8,10 км/с) под поверхностью Мохо в районе Осницко-Микашевичского пояса и КП. Это можно интерпретировать как присутствие фоссилизированной подкоровой магматической камеры [Егорова и др., 2003].

Формирование Коростенского плутона. Выделяется пространственная связь КП с мантийным рефлектором в шовной зоне Фенноскандии—Сарматии, его положение на северной границе Украинского щита, а также субширотная ориентировка наложенной на него Овручской грабен-синклинали. Результаты гравитационного моделирования [Егорова и др., 2003;

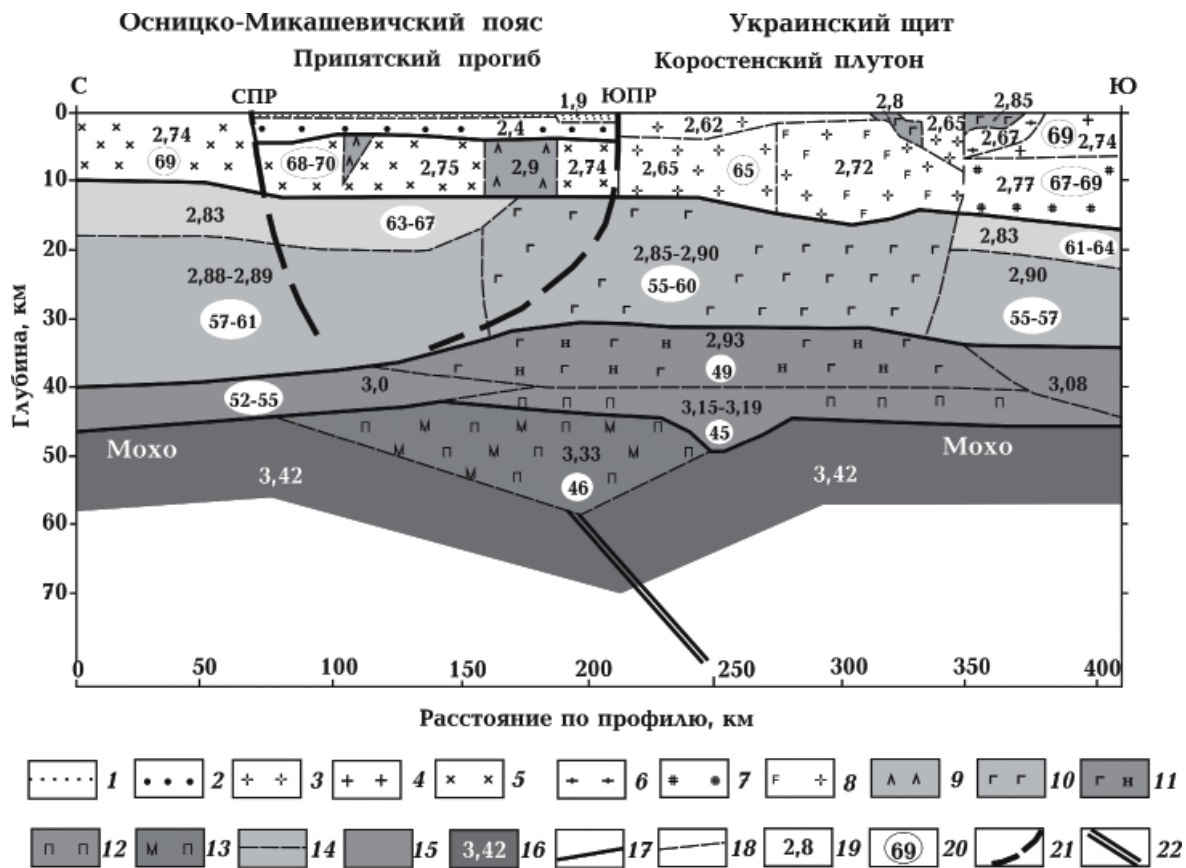


Рис. 5. Плотностная модель по профилю Eurobridge-97: 1 — неконсолидированные осадки Припятского прогиба; 2 — уплотненные осадочные породы Припятского прогиба; 3 — граниты рапакиви; 4 — граниты бердичевские; 5 — граниты и гранодиориты Осницкого комплекса; 6 — биотитовые гнейсы; 7 — эндербиты; 8 — анортозиты и граниты рапакиви переслаивающиеся; 9 — основные породы; 10 — габбро, габбро-монзониты; 11 — габбро-нориты; 12 — перидотиты; 13 — верхняя мантия пониженной плотности и скорости; 14 — средняя кора преимущественно гранодиоритового (вверху) и диоритового (внизу) состава; 15 — нижняя кора, представленная основными гранулитами; 16 — верхняя мантия; 17 — границы между верхней, средней, нижней корой и мантией; 18 — границы между слоями и блоками с различными физическими свойствами; 19 — значение плотности в г/см³; 20 — содержание SiO₂ (%) по данным распределения V_p/V_s; 21 — литрические сбросы, ограничивающие Припятский прогиб по профилю ОГТ VIII [Juhlin et al., 1996]; 22 — сейсмическая граница (рефлектор) в верхней мантии [Thybo et al., 2003].

Fig. 5. Density model on Eurobridge-97 profile: 1 — unconsolidated sediments of the Pripyat Trough; 2 — compacted sediments of the Pripyat Trough; 3 — rapakivi granites; 4 — Berdichev granites; 5 — granites and granodiorites of Osnitsa complex; 6 — biotite gneisses; 7 — enderbites; 8 — anorthosites and rapakivi granites interbedded; 9 — basic rocks; 10 — gabbro, gabbro-monzonites; 11 — gabbro-norites; 12 — peridotites; 13 — upper mantle of decreased density; 14 — middle crust of mainly granodioritic (from the top) and dioritic (from the bottom) composition; 15 — lower crust composed of mafic granulites; 16 — upper mantle; 17 — boundaries between upper, middle, lower crust and mantle; 18 — boundaries between layers and blocks with different physical properties; 19 — values of density in g/cm³; 20 — SiO₂ content (%) inferred from V_p/V_s ratio; 21 — listric faults limiting the Pripyat Trough along the CDP VIII profile [Juhlin et al., 1996]; 22 — seismic boundary (reflector) in the upper mantle [Thybo et al., 2003].

Yegorova et al., 2004] и его новая интерпретация (см. рис. 5), выполненная с учетом современных геологических данных, позволили предложить модель формирования КП, который расположен в мес-

те пересечения древних диагональных тектонических зон: Сармато-Туранского линеамента северо-западного простирания и Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса северо-восточной

ориентации [Айзберг и др., 1971]. В то же время очевидна пространственная связь широтного Южно-Припятского разлома с северным ограничением КП. Идея связи крупных рапакиви-анортозитовых массивов Украинского щита — Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов — с разломами, параллельными ПДДВ, высказывалась ранее в работах [Соллогуб и др., 1981; Чекунов, 1994], где эти разломы рассматривались как подводящие каналы для магм с источником в апикальной части мантийного астенолита.

Рапакиви-анортозитовые массивы на Украинском и Балтийском щитах сформировались на субплатформенной стадии развития зрелой континентальной коры в результате вертикальных и горизонтальных подвижек по системе разломов и образования камеры частичного плавления в верхней мантии/нижней коре. Мантийные расплавы толеитового состава проникают в нижнюю кору, вызывая ее частичное плавление и деляминацию (погружение уплотненных масс нижней коры в верхнюю мантию) [Shumlyansky et al., 2017]. Дальнейшее внедрение расплава в среднюю кору приводит к ее частичному плавлению, дифференциации и подъему дочерних расплавов, которые послужили источником формирования кислых (гранитов-рапакиви) пород плутона в верхней коре (см. рис. 5). Небольшие массивы основных пород (габбро-анортозитов) в верхней коре и на поверхности произошли из внедрившихся по системе диагональных разломов (в центральной части плутона) более глубоких магм. Гранитоидная магма поднималась по системам реактивированных разломов, одним из которых является Южно-Припятский, образуя массивы гранитов рапакиви. Пространственная связь КП с Южно-Припятским разломом — южным ограничением ПП подчеркивается расположением линейного гравитационного минимума в северной части КП, который может указывать на то, что канал внедрения гранитов рапакиви располагался близко к современному Южно-Припятскому разлому.

В палеопротерозое тектоническая зона в районе современного Южно-Припятского разлома служила юго-восточным ограничением Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса, а на субплатформенной стадии эволюции коры — подводящим каналом для кислых магм Коростенского плутона. Около 1,9 млрд лет одновременно с формированием Осницко-Микашевичского пояса в верхней мантии образовался очаг плавления под современным ПП. Аргументом в пользу существования остаточной магматической камеры под поверхностью Мохо является линза пониженной скорости (8,10 км/с) и плотности (3,33 г/см³), расположенная под Осницко-Микашевичским вулканоплутоническим поясом и КП. Возникновение таких очагов частичного плавления возможно в верхней мантии/нижней коре на субплатформенной стадии развития в результате поддвига блоков нижней коры и погружения их в верхнюю мантию, в результате чего создаются термобарические и геохимические условия, благоприятные для выплавления основных материнских магм плутона [Duchene et al., 1998].

Вулканические субщелочные породы (андезиты и риолиты (конца палеопротерозоя)) и осадочные породы (кварцевые песчаники и сланцы Овручской серии) выполняют Овручскую грабен-синклиналь — наложенную структуру на северную часть КП (см. рис. 2, б). Овручская грабен-синклиналь могла сформироваться при остывании гранитоидных расплавов в северной части КП и термической усадке соответствующего сегмента верхней коры [Егорова и др., 2003]. Аналогом Овручской впадины по структуре и механизму образования является заполненная песчаниками депрессия над Алдандским массивом гранитов рапакиви на Балтийском щите [Lefmann, Thybo, 1998].

Образование Припятского прогиба и его связь с происхождением Южно-Припятского разлома. Пространственное положение ПП и особенности его эволюции связаны с:

– осью куполообразного поднятия фун-

дамента Сарматии [Хаин, 2001; Stephenson et al., 2006];

– наличием докембрийской зоны разломов как структурной основы будущего рифта [Yegorova et al., 2004; Bogdanova et al., 2006; Пашкевич и др., 2014; Гарецкий, 2015]. Палеопротерозойский Сармато-Туранский линеамент послужил ослабленной зоной при заложении в девоне ПДДВ северо-западного простирания [Айзберг и др., 1971].

Субширотное простирание ПП и его обособленность от Днепровско-Донецкой впадины предполагает существование дополнительных структуроформирующих факторов. Так, формирование ПП, предположительно, может быть связано, по [Айзберг, Старчик, 2007], с горизонтальным вращением мегаблоков фундамента с шарнирным изломом рифта в районе Брагинского выступа, при котором основными процессами являются одностороннее растяжение и листрическое раскалывание земной коры.

Южно-Припятский разлом (ЮПР) находится в пределах древней широтной зоны разломов Брест—Припять, которая заложилась в палеопротерозое еще до сочленения Сарматии и Фенноскандии [Bogdanova et al., 2006; Гинтов, 2012]. На субплатформенной стадии эволюции коры, сопровождавшейся тектонической активизацией, ЮПР служил, по-видимому, подводящим каналом для кислых магм, формировавших КП. Широтное простирание разлома согласуется и с простиранием наложенной линейной Овручской грабен-синклинали, которая образовалась вследствие проседания блока при остывании магмы в подводящем канале в месте максимальной мощности кислых магм. Зона ЮПР продолжала свою активность в позднем рифее—венде, будучи одним из подводящих каналов для базальтовых излияний позднего венда (570 млн лет) [Богданова и др., 2008]. В позднем девоне ЮПР был границей Припятского рифтового грабена, несколько севернее которого происходило внедрение основных пород, что подтверждается локальными гравитацион-

ной и магнитной аномалиями (см. рис. 3, а, 5). Дефицит плотности в верхней коре КП по сравнению с верхней корой ПП мог послужить причиной дополнительного источника энергии при формировании прогиба, который был реализован в условиях наличия устойчивого блока Коростенского плутона — южного плеча палеорифта.

Активность ЮПР неоднократно возобновлялась на протяжении докембрийской и палеозойской истории. Авторы считают, что этот разлом, заложенный на месте древней широтной зоны Брест—Припять, ограничивающий ПП с юга и примыкающий к КП с севера, — основная структура, определяющая его ориентировку и, возможно, инициацию процесса растяжения в ПП.

Тектоническая роль зоны Одесса—Гомель. Характерной особенностью этой глубинной субмеридиональной зоны является ее тектоническая активность вследствие разновозрастных тектоно-магматических активизаций протерозойского-палеозойского возраста [Пашкевич и др., 2014]. Наличие двух блоков разной жесткости, разделенных этой зоной, повлияло и на рифтогенез в ПДДВ. Внедрение основных пород в кору по оси Днепровско-Донецкой впадины резко обрывается на Брагинском выступе при пересечении впадины зоной Одесса—Гомель. В месте пересечения фиксируется самый интенсивный на ВЕК Черниговский гравитационный максимум [Егорова и др., 2003]. Именно здесь происходит изменение простирания рифтовой зоны ПДДВ с северо-западного на субширотное, которое контролируется ЮПР.

Переход от ПП к Днепровскому грабену, а также к КП в северо-западной части Украинского щита приурочен к узлу сочленения четырех тектонических зон разных направлений — субмеридиональной Одесса—Гомель, субширотной Припять—Брест, северо-западной Сармато-Туранского линеамента и северо-восточного Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса. Эти четыре тектонические зоны сформировались в палеопротерозое, а их последующая

активизация происходила несколько раз под воздействием изменяющихся полей напряжений и тектонических режимов.

Современная активизация Припятского прогиба. Данные изучения космолинементов и современных движений земной коры свидетельствуют о современной активности разломных структур ПП. Характерна связь Северо- и Южно-Припятского региональных линементов с глубинными (мантийными) разломами доплатформенного и платформенного этапов заложения и развития, активно проявившимися в позднеолигоцен-четвертичное время [Губин, 2010].

Геоэлектрическими исследованиями выявлено несколько проводящих объектов в земной коре краевых частей ПП [Губин, 2010; Астапенко, Логвинов, 2014]. Геоэлектрические исследования по профилям Eurobridge-96 и Eurobridge-97 показали присутствие двух проводящих объектов: в области Южно-Припятского разлома, отделяющего ПП от Украинского щита, и на границе Овручского грабена с КП [Астапенко, Логвинов, 2014]. Были обнаружены области повышенной электропроводности в пределах Припятского прогиба и высказаны предположения об их связи с зонами частичного плавления в земной коре и верхней мантии, а также о флюидном механизме их формирования [Бурахович и др., 1996; Белявский и др., 2001; Гордиенко, 2011].

Южно-Припятский разлом относится, по [Гордиенко и др., 2006], к зонам современной активизации. Мантийный теплоперенос, который приводит к появлению перегретого и частично расплавленного подкорового объекта и из которого в кору поступают выплавки, прогревающие ее нижнюю и средние части, рассматривается как основное событие современной активизации. В результате этого метаморфизованные основные и ультраосновные породы серпентинизируются, выделяя водород и углеводороды [Гордиенко и др., 2006]. Способность консолидированной земной коры формировать месторождения углеводородов в ходе современной активизации

связывается с генерацией водорода при серпентинизации ультраосновных и основных пород с участием мантийных флюидов [Гордиенко, 2011].

Современная тектоническая активность ПП подтверждается коровой сейсмичностью, которая в основном связана с продольными разломами, фрагменты которых активны на новейшей стадии тектонического развития. Сюда входит Южно-Припятская система разломов и южная часть субмеридионального Лоевского разлома с сейсмотектоническим потенциалом: $M_{\max}=4,5$; $H=10$ км [Айзеберг и др., 2007].

Нефтегазоносность Припятского прогиба. Основные месторождения нефти связаны с северной частью ПП [Махнач и др., 2001; Гузик, 2013; Грибик, 2014]. По многолетним комплексным геофизическим, геодезическим и геохимическим наблюдениям, проводимым на наиболее крупном Речицком месторождении нефти, установлена связь месторождения с зоной глубинного Речицкого разлома [Гарецкий, Клушин, 1989; Багдасарова, 2001], а также связь скоплений углеводородов с современной тектонической активизацией определенных сегментов разломов [Багдасарова, 2001; Грибик, 2004; Гузик, 2013].

В местах выходов разломных зон на поверхность отмечаются аномальные содержания гелия и углеводородных газов в почвенном воздухе, которые связаны с разгрузкой глубинных флюидов. В ПП и Днепровско-Донецкой впадине изучены флюидные системы в виде водно-газово-нефтяных смесей, по составу и свойствам тесно связанные с предыдущими вулканическими событиями. Эти глубинные флюиды транспортируют рудные элементы (железо, уран, медь, марганец, ртуть и др.) и содержат фтор, бор, бром, йод, рубидий, цезий и другие глубинные элементы [Багдасарова, 2001; Дмитриевский, Валяев, 2006; Лукин, Шестопапов, 2018; Шестопапов и др., 2018]. Выявленные компоненты в виде сульфидов металлов, фторсодержащих минералов и др. характерны для

глубинных зон земной коры и мантии, а состав газов с содержанием паров ртути, свободного водорода и углекислоты указывает на поступление флюидов с больших глубин в ходе дегазации Земли [Багдасарова, 2001; Дмитриевский, Валяев, 2006; Лукин, Шестопапов, 2018; Шестопапов и др., 2018].

В настоящее время продолжается миграция флюидных систем в наиболее проницаемых зонах разломов, что сопровождается выпадением соли при их разгрузке и растворением карбонатных горизонтов вблизи разлома, формированием и перераспределением залежей нефти. Землетрясения ПП также могут быть связаны с каналами мантийной дегазации с участием геохимических процессов образования воды из водорода и кислорода (с участием серы) [Багдасарова, 2001]. Флюидные системы связаны с глубинными разломами и проявлениями магматизма предыдущих эпох. Глубинное строение литосферы отражает предшествующую и современную тектоно-магматическую активность и области миграции флюидов.

Заключение. Рассмотрено строение земной коры и подкоревой мантии ПП и его связь с зоной сочленения докембрийских террейнов Сарматии и Фенноскандии, в пределах которой произошло его заложение в позднем девоне. Следующие характерные особенности строения и эволюции ПП позволяют рассматривать его как область активной мантийной дегазации и как перспективную структуру для поисков водородных потоков:

- 1) заложение ПП в древней ослабленной зоне, претерпевшей неоднократные тектоно-магматические активизации;
- 2) положение ПП на пересечении четырех крупных зон неоднородностей — Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса, меридиональной зоны Одесса—Гомель, широтной зоны

Брест—Припять и Днепроовско-Донецкой впадины;

3) связь ПП и его южного борта — Южно-Припятского разлома — с Коростенским плутоном гранитов рапакиви — габбро-анортозитов, представляющим собой сквозькорое расслоенное магматическое тело, связанное с поступлением мантийных расплавов в кору;

4) пространственная и структурная связь ограничивающих ПП листрических сбросов с мантийными неоднородностями;

5) современная активизация ПП;

6) приуроченность к ПП месторождений углеводородов.

Важным структурообразующим разломом ПП является Южно-Припятский разлом, ограничивающий прогиб с юга, а Коростенский плутон с севера. По разломной зоне глубинного заложения, расположенной в зоне современного Южно-Припятского разлома, происходило внедрение мантийных расплавов и подъем флюидов на всем протяжении ее эволюции (начиная с палеопротерозоя). Современная активность зоны разлома подтверждается сейсмичностью.

Расположение ПП в зоне сочленения Сарматии и Фенноскандии и его приуроченность к узлу пересечения разломных зон разного возраста и направлений может указывать на то, что он был зоной высокой тектонической активности, а в настоящее время представляет область повышенной проницаемости и транспортировки мантийных флюидов.

Авторы благодарны рецензенту за конструктивные замечания и рекомендации, которые позволили улучшить статью. Работа выполнена в рамках темы НАН Украины П-15-19 «Выделение и поглощение парниковых газов в Украине, определение глубинных разломов в качестве основных проводников их дегазации по геофизическим данным».

Список литературы

- Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.М. Сармато-Туранский линеамент земной коры. В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. Москва: Наука, 1971. С. 41—51.
- Айзберг Р.Е., Аронов А.Г., Гарецкий Р.Г., Карabanов А.К., Сафронов О.Н., Сероглазов Р.Р., Аронова Т.И. Сейсмотектоническое районирование западной части Восточно-Европейской платформы: в 2 кн. Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: Изд. Карельского научного центра РАН, 2007. С. 368—381.
- Айзберг Р.Е., Старчик Т.А. Многофазная модель позднепалеозойской геодинамики Припятского палеорифта. Статья 1. Геодинамические факторы проявления синрифтовых горизонтальных и вертикальных движений. *Литосфера*. 2007. № 2. С. 25—36.
- Аксаментова Н.В. Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканического пояса. Минск, 2002. 175 с.
- Астапенко В.Н., Логвинов И.М. Геоэлектрическая модель консолидированной земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Евробридж-97. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 143—155. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111575>.
- Багдасарова М.В. Особенности флюидных систем зон нефтегазоаккумуляции и геодинамические типы месторождений нефти и газа. *Геология нефти и газа*. 2001. № 3. С. 50—56.
- Белявский В.В., Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Сухой В.В. Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Знання, 2001. 227 с.
- Богданова С.В., Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Гинтов О.Б., Куприенко П.Я., Кугас Р.И., Макаренко И.Б., Цветкова Т.А. Долгоживущие широтные зоны разломов в литосфере западной Сарматии: *Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV международной конференции*. Петрозаводск: Изд. Карельского научного центра РАН, 2008. Ч. 1, С. 66—69.
- Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Пинчук А.П., Тарасов В.Н. Геоэлектрическая модель тектоносферы Припятского прогиба. *Геофиз. журн.* 1996. Т. 18. № 5. С. 71—79.
- Гарецкий Р.Г. Эволюция платформенных областей. *Литасфера*. 2015. № 1. С. 2—19.
- Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Листрические разломы в Припятском палеорифте. *Геотектоника*. 1989. № 1. С. 48—60.
- Гинтов О.Б. Докембрий Украинского щита и тектоника плит. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 6. С. 2—21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i6.2012.116694>.
- Гордиенко В.В. Активизация тектоносферы и месторождения углеводородов. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 36. № 3. С. 75—101. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116931>.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Пек Й., Тарасов В.Н., Усенко О.В. Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). Киев: Корвін пресс, 2006. 142 с.
- Грибик Я.Г. Связь нефтеносности Припятского прогиба с глубинным геологическим строением. *Докл. НАН Беларуси*. 2004. № 5. С. 86—91.
- Губин В.Н. Спутниковые технологии в геодинамике. Минск: Изд. Минсктиппроект, 2010. 87 с.
- Гузик С.Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности пород кристаллического фундамента и осадочного чехла опущенных крыльев несогласных глубинных разломов Припятского нефтегазоносного бассейна. *Глубинная нефть*. 2013. № 4. С. 485—501.
- Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. (ред.). Генезис углеводородных флюидов и месторождений. Москва: ГЕОС, 2006. 315 с.
- Егорова Т.П., Старостенко В.И., Козленко В.Г., Улиниemi Ю. Литосфера Украинского щита и Припятской впадины региона EUROBRIDGE'97 по данным гравитационно-

- го моделирования. *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 4. С. 26—38.
- Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеamentной тектоники. Москва: Недра, 1986. 140 с.
- Лукин А.Е., Шестопапов В.М. О новой геологической парадигме к задачам региональных геолого-геофизических исследований. *Геофиз. журн.* 2018. Т. 40. № 4. С. 3—72. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i4.2018.140610>.
- Махнач А.С., Матвеев А.В., Гарецкий Р.Г. (Ред.). Геология Беларуси. Минск: Изд. Ин-та геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
- Павленкова Н.И. Структурные особенности литосферы континентов и океанов и их природа. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 2. С. 3—57. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164448>.
- Пашкевич И.К., Орлюк М.И., Лебедь Т.В. Магнитная неоднородность, разломная тектоника консолидированной земной коры и нефтегазоносность Днепровско-Донецкого авлакогена. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 64—80. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116150>.
- Сологуб В.Б., Сологуб Н.В., Чекунов А.В. Сублатеральные разломы в кристаллическом субстрате юга Восточно-Европейской платформы. *Дока. АН УССР. Сер. Б.* 1981. № 5. С. 18—22.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). Москва: Научный мир, 2001. 606 с.
- Чекунов А.В. К геодинамике Днепровско-Донецкой рифт-синеклизы. *Геофиз. журн.* 1994. Т. 16. № 3. С. 3—13.
- Шестопапов В.М., Лукин А.Е., Згонник В.А., Макаренко Л.Н., Ларин Н.В., Богуславский А.С. Очерки дегазации Земли. Киев: Изд. Ин-та геолог. наук НАН Украины, 2018. 632 с.
- Щербак Н.П. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.
- Balling, N. (2000). Deep seismic reflection evidence for ancient subduction and collision zones within continental lithosphere of north-western Europe. *Tectonophysics*, 329, 269—300. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00199-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00199-2).
- Bogdanova, S.V. (1993). Segments of the East European Craton. In D.G. Gee & M. Eckholmen (Eds.), *EUROPROBE in Jablonna 1991* (pp. 33—38). European Science Foundation—Polish Academy of Sciences.
- Bogdanova, S.V., Gorbatschev, R., Grad, M., Janik, T., Guterch, A., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., Taran, L. & EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups. (2006). EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In D.G. Gee & R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 599—625). Geol. Soc., London, Memoir. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.36>.
- Bogdanova, S.V., Gintov, O.B., Kurlovich, D., Lubnina, N.V., Nilsson, M., Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Shumlyansky, L.V., & Starostenko, V.I. (2013). Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield (Volgo-Sarmatia) caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia. *Lithos*, 174, 196—216. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>.
- Christensen, N.I. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2), 3139—3156. <https://doi.org/10.1029/95JB03446>.
- Gower, C.F., & Tucker, R.D. (1994). Distribution of pre-1400 Ma crust in the Grenwill province: implications for rifting in Laurentia-Baltica during geon 14. *Geology*, 22, 827—830. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0827:DOPMCI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0827:DOPMCI>2.3.CO;2).
- Duchene, J.C., Auwera, J.V., Liégeois, J.P., & Longhi, J. (1998). The crustal tongue melting model: phase diagram constraints on the origin of anorthosites and tectonic setting. *Геофиз. журн.*, 20(4), 70—71.
- EUROBRIDGE Seismic Working Group. (1999). Seismic velocity structure across the Fennoscandia — Sarmatia suture of the East European Craton beneath the EUROBRIDGE profile through Lithuania and Belarus. *Tectonophysics*, 314, 193—217. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00244-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00244-9).

- Funk, T., Loudon, K.E., & Reid, I.D. (2000). Wide-angle seismic imaging of a Mesoproterozoic anorthosite complex: the Nain Plutonic Suite in Labrador, Canada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B11), 25693—25707. <https://doi.org/10.1029/2000JB900237>.
- Juhlin, C., Stephenson, R.A., & Klushin, S. (1996). Reappraisal of deep seismic reflection Profile VIII across the Pripyat Trough. *Tectonophysics*, 268, 99—108. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00225-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00225-9).
- Kozlovskaya, E., Janik, T., Yliniemi, J., Karataev, G., & Grad, M. (2004). Density-velocity relationship in the upper lithosphere obtained from P- and S-wave velocity models along the EUROBRIDGE'97 seismic profile and gravity data. *Acta Geophysica Polonica*, 52(4), 397—424.
- Lefmann, A.K.B., & Thybo, H. (1998). Seismic evidence for underplating during formation of rapakivi granites around the Aland Islands. *Геофиз. журн.*, 20(4), 93—95.
- Pease, V., Daly, J.S., Elming, S.-Å., Kumpulainen, R., Moszydlowska, M., Puchkov, V., Roberts, D., Saintot, A., & Stephenson, R. (2008). Baltica in the Cryogenian, 850—630 Ma. *Precambrian Research*, 160, 46—65. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.015>.
- Shumlyansky, L. (2014). Geochemistry of the Osnitsk-Mikashkevichy volcanoplutonic complex of the Ukrainian shield. *Geochemistry International*, 52, 912—924. <https://doi.org/10.1134/S0016702914110081>.
- Shumlyansky, L., Hawkesworth, C., Billström, K., Bogdanova, S., Mytrokhyn, O., Romer, R., Dhuime, B., Claesson, S., Ernst, R., Whitehouse, M., & Bilan, O. (2017). The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian shield: New U-Pb ages and Hf isotopes in zircon. *Precambrian Research*, 292, 216—239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>.
- Sliaupa, S., Fokin, P., Lazauskiene, J., & Stephenson, R.A. (2006). The Vendian-Early Palaeozoic sedimentary basins of the East European Craton. In D.G. Gee, & R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 449—462). Geol. Soc., London, Memoir. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.28>.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Aizberg, R., Garetsky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., Komminaho, K., Tiira, T., Gryn, D., Guterch, A., Legostaeva, O., Thybo, H. & Tolkunov, A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, 212, 1932—1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>.
- Stephenson, R.A., Yegorova, T., Brunet, M.-F., Stovba, S., Wilson, M., Starostenko, V., Saintot, A. & Kusznir, N. (2006). Late Palaeozoic intra- and pericratonic basins on the East European Craton and its margins. In D.G. Gee, & R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 463—479). Geol. Soc., London, Memoir. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.29>.
- Thybo, H., Janik, T., Omelchenko, V.D., Grad, M., Garetsky, R.G., Belinsky, A.A., Karataev, G.I., Zlotki, G., Knudsen, U.E., Sand, R., Yliniemi, J., Tiir, T., Luost, U., Komminaho, K., Giese, R., Guterch, A., Lund, C.-E., Kharitonov, O.M., Ilchenko, T., Lysynchuk, D.V., Skobelev, V.M., & Doody, J.J. (2003). Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE '97 profile. *Tectonophysics*, 371, 41—79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00200-2).
- Verpakhovska, A., Pylypenko, V., Yegorova, T., & Murovskaya, A. (2018). Seismic image of the crust on the PANCAKE profile across the Ukrainian Carpathians from the migration method. *Journal of Geodynamics*, 121, 76—87. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.006>.
- Yegorova, T.P., Starostenko, V.I., Kozlenko, V.G., & Yliniemi, J. (2004a). Lithosphere structure of the Ukrainian Shield and Pripyat Trough in the region of EUROBRIDGE-97 (Ukraine and Belarus) from gravity modeling. *Tectonophysics*, 381(1-4), 29—59. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.06.003>.
- Yegorova, T.P., Stephenson, R.A., Kostyuchenko, S.L., Baranova, E.P., Starostenko, V.I., & Poppolitov, K.E. (2004b). Structure of the lithosphere below the southern margin of the East-European Craton (Ukraine and Russia) from gravity and seismic data. *Tectonophysics*, 381(1-4), 81—100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.003>.

Pripyat trough as a possible channel of mantle degassing: deep structure and position in the junction zone of Sarmatia and Fennoscandia

T.P. Yegorova, A.V. Murovskaya, 2020

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine,
Kiev, Ukraine

The Pripyat Trough, representing the northwestern end of the Pripyat-Dnieper-Donetsk Basin, is located in the junction zone of the Precambrian terrains of Fennoscandia and Sarmatia, controlled by the Osnitsk-Mikashevichy Igneous Belt. The ancient tectonic suture was reactivated during subsequent episodes of Meso-Neoproterozoic and Devonian rifting. The lithosphere structure of the Pripyat Trough is generalized according to published geophysical data and new interpretation of the velocity-density model of the lithosphere structure on Eurobridge-97 profile is given. The structure of the lithosphere at the southern flank of the Pripyat Trough and the Korosten pluton, consisting of rapakivi granites — gabbro-anorthosites, is associated with the existence of a mantle magma chamber, inflow of mantle melts into the crust, partial melting, magmatic differentiation and transformation of the substance throughout the crust under the pluton. Within the Pripyat Trough, a special role belongs to the South Pripyat fault, which limits the Pripyat Trough from the south, and the Korosten pluton from the north, and is associated with an inclined seismic boundary (reflector) in the mantle. The South Pripyat fault, being a deep fault zone, controlled the intrusion of magmatic melts and mantle fluids throughout its evolution. At present it controls seismicity and, obviously, is a conduit for hydrocarbons and a mantle degassing channel. Significant features of the structure and evolution of Pripyat Trough are: (I) origination in an ancient zone of weakness that undergone repeated tectonic and magmatic activations, (II) position at the intersection of four major zones of heterogeneity: Osnitsk-Mikashevichy Igneous Belt of NE strike, N-S-trending Odessa—Gomel zone, W-E-oriented Brest—Pripyat, and the Dnieper—Donets Basin of the NW orientation, (III) the spatial relationship of the limiting listric faults with mantle heterogeneities; (IV) recent activation and confinement of hydrocarbon deposits to it. These criteria make it possible to consider the Pripyat Trough as a possible channel of mantle degassing.

Key words: Sarmatia, Fennoscandia, Pripyat Trough, Korosten pluton, South Pripyat fault, magmatic chamber, mantle degassing.

References

- Ayzberg, R.E., Garetskiy, R.G., & Sinichka, A.M. (1971). Sarmatian-Turan lineament of the earth's crust. In *Problems of theoretical and regional tectonics* (pp. 41—51). Moscow: Nauka (in Russian).
- Ayzberg, R.E., Aronov, A.G., Garetskiy, R.G., Karabanov, A.K., Safronov, O.N., Seroglazov, R.R., & Aronova, T.I. (2007). *Seismotectonic zoning of the western part of the East European platform: in 2 books. Book 1: Earthquakes* (pp. 368—381). Petrozavodsk: Published by the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences (in Russian).
- Ayzberg, R.E., & Starchik, T.A. (2007). Multiphase model of the Late Paleozoic geodynamics of the Pripyat paleorift. Article 1. Geodynamic factors of the manifestation of synrift horizontal and vertical movements. *Litasfera*, (2), 25—36 (in Russian).
- Aksamentova, N.V. (2002). *Magmatism and paleogeodynamics of the Early Proterozoic Osnitsko-Mikashevichsky volcanic belt*. Minsk 175 p. (in Russian).
- Astapenko, V.N., & Logvinov, I.M. (2014). Geoelectric model of consolidated Earth's crust and upper mantle along the geotraverse Eu-

- robriidge-97. *Geofizicheskiy zhurnal*, 36(5), 143—155. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111575> (in Russian).
- Bagdasarova, M.V. (2001). Features of fluid systems of oil and gas accumulation zones and geodynamic types of oil and gas fields. *Geologiya nefti i gaza*, (3), 50—56 (in Russian).
- Belyavskiy, V.V., Burakhovich, T.K., Kulik, S.N., & Sukhoy, V.V. (2001). Electromagnetic methods in the study of the Ukrainian shield and the Dnieper-Donets depression. Kiev: Znannya, 227 p. (in Russian).
- Bogdanova, S.V., Starostenko, V.I., Pashkevich, I.K., Gintov, O.B., Kuprienko, P.Ya., Kutas, R.I., Makarenko, I.B., & Tsvetkova, T.A. (2008). Long-living latitudinal fault zones in the lithosphere of western Sarmatia: *The relationship of the surface structures with the deep structures of the earth's crust. Materials of the XIV international conference* (Pt. 1, pp. 66—69). Petrozavodsk: Published by the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences (in Russian).
- Burakhovich, T.K., Kulik, S.N., Logvinov, I.M., Pinchuk, A.P., & Tarasov, V.N. (1996). A geoelectric model of the tectonosphere of the Pripyat troug. *Geofizicheskiy zhurnal*, 18(5), 71—79 (in Russian).
- Garetskiy, R.G. (2015). *The evolution of platform areas. Litosfera*, (1), 2—19 (in Russian).
- Garetskiy, R.G., & Klushin, S.V. (1989). Listric faults in the Pripyat paleorift. *Geotektonika*, (1), 48—60 (in Russian).
- Gintov, O.B. (2012). Precambrian of the Ukrainian Shield and plate tectonics. *Geofizicheskiy zhurnal*, 34(6), 2—21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i6.2012.116694> (in Russian).
- Gordienko, V.V. (2011). Activization of the tectonosphere and hydrocarbon deposits. *Geofizicheskiy zhurnal*, 36(3), 75—101. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116931> (in Russian).
- Gordienko, V.V., Gordienko, I.V., Zavgorodnaya, O.V., Kovachikova, S., Logvinov, I.M., Pek, J., Tarasov, V.N., & Usenko, O.V. (2006). *Dnieper-Donets Basin (geophysics, deep processes)*. Kiev: Korvin press, 142 p. (in Russian).
- Gribik, Y.G. (2004). The relationship between the oil content of the Pripyat Trough and the deep geological structure. *Doklady NAN Belarusi*, (5), 86—91 (in Russian).
- Gubin, V.N. (2010). *Satellite technology in geodynamics*. Minsk: Minsktipproekt, 87 p. (in Russian).
- Guzik, S.N. (2013). Geological structure and oil and gas prospects of the rocks of the crystalline basement and sedimentary cover of the lowered wings of the inconsistent deep faults of the Pripyat oil and gas basin. *Glubinnaya neft*, (4), 485—501 (in Russian).
- Dmitrievskiy, A.N., & Valyaev, B.M. (Eds.). (2006). *Genesis of hydrocarbon fluids and deposits*. Moscow: GEOS, 315 p. (in Russian).
- Yegorova, T.P., Starostenko, V.I., Kozlenko, V.G., & Uliniemi, Yu. (2003). The lithosphere of the Ukrainian shield and the Pripyat basin of the EUROBRIDGE'97 region according to gravity modeling. *Geofizicheskiy zhurnal*, 25(4), 26—38 (in Russian).
- Kats, Ya.G., Poletaev, A.I., & Rumyantseva, E.F. (1986). *The basics of Lineament Tectonics*. Moscow: Nedra, 140 p. (in Russian).
- Lukin, A.E., & Shestopalov, V.M. (2018). On the new geological paradigm for the tasks of regional geological and geophysical research. *Geofizicheskiy zhurnal*, 40(4), 3—72. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i4.2018.140610> (in Russian).
- Makhnach, A.S., Matveev, A.V., & Garetskiy, R.G. (Eds.). (2001). *Geology of Belarus*. Minsk: Published by the Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Belarus, 815 p. (in Russian).
- Pavlenkova, N.I. (2019). Structural features of continental and oceanic lithosphere and their nature. *Geofizicheskiy zhurnal*, 41(2), 3—57. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164448> (in Russian).
- Pashkevich, I.K., Orlyuk, M.I., & Lebed, T.V. (2014). Magnetic data, fault tectonics of consolidated Earth's crust and oil-and-gas content of the Dnieper-Donetsk aulacogen. *Geofizicheskiy zhurnal*, 36(1), 64—80. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116150> (in Russian).

- Sollogub, V.B., Sologub, N.V., & Chekunov, A.V. (1981). Sublateral faults in the crystalline substrate of the south of the East European platform. *Doklady AN USSR. Ser. B*, (5), 18—22 (in Russian).
- Khain, V.E. (2000). *Tectonics of continents and oceans*. Moscow: Nauchnyy Mir, 606 p. (in Russian).
- Chekunov, A.B. (1994). To the geodynamics of the Dnieper-Donetsk rift syncline. *Geofizicheskiy zhurnal*, 16(3), 3—13 (in Russian).
- Shestopalov, V.M., Lukin, A.E., Zgonnik, V.A., Makarenko, L.N., Larin, N.V., Boguslavskiy, A.S. *Essays on the Earth degassing*. Kiev: Ed. of the Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine, 632 p. (in Russian).
- Shcherbak, N.P. (2008). *Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic*. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Balling, N. (2000). Deep seismic reflection evidence for ancient subduction and collision zones within continental lithosphere of north-western Europe. *Tectonophysics*, 329, 269—300. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00199-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00199-2).
- Bogdanova, S.V. (1993). Segments of the East European Craton. In D.G. Gee & M. Eckholmen (Eds.), *EUROPROBE in Jablonna 1991* (pp. 33—38). European Science Foundation—Polish Academy of Sciences.
- Bogdanova, S.V., Gorbatshev, R., Grad, M., Janik, T., Guterch, A., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., Taran, L. & EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups. (2006). EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In D.G. Gee & R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 599—625). Geol. Soc., London, Memoir. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.36>.
- Bogdanova, S.V., Gintov, O.B., Kurlovich, D., Lubnina, N.V., Nilsson, M., Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Shumlyansky, L.V., & Starostenko, V.I. (2013). Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield (Volgo-Sarmatia) caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia. *Lithos*, 174, 196—216. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>.
- Christensen, N.I. (1996). Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2), 3139—3156. <https://doi.org/10.1029/95JB03446>.
- Gower, C.F., & Tucker, R.D. (1994). Distribution of pre-1400 Ma crust in the Grenwill province: implications for rifting in Laurentia-Baltica during geon 14. *Geology*, 22, 827—830. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0827:DOPMCI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0827:DOPMCI>2.3.CO;2).
- Duchene, J.C., Auwera, J.V., Liégeois, J.P., & Longhi, J. (1998). The crustal tongue melting model: phase diagram constraints on the origin of anorthosites and tectonic setting. *Геофиз. журн.*, 20(4), 70—71.
- EUROBRIDGE Seismic Working Group. (1999). Seismic velocity structure across the Fennoscandia—Sarmatia suture of the East European Craton beneath the EUROBRIDGE profile through Lithuania and Belarus. *Tectonophysics*, 314, 193—217. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00244-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00244-9).
- Funk, T., Loudon, K.E., & Reid, I.D. (2000). Wide-angle seismic imaging of a Mesoproterozoic anorthosite complex: the Nain Plutonic Suite in Labrador, Canada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B11), 25693—25707. <https://doi.org/10.1029/2000JB900237>.
- Juhlin, C., Stephenson, R.A., & Klushin, S. (1996). Reappraisal of deep seismic reflection Profile VIII across the Pripyat Trough. *Tectonophysics*, 268, 99—108. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00225-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00225-9).
- Kozlovskaya, E., Janik, T., Yliniemi, J., Karataev, G., & Grad, M. (2004). Density-velocity relationship in the upper lithosphere obtained from P- and S-wave velocity models along the EUROBRIDGE'97 seismic profile and gravity data. *Acta Geophysica Polonica*, 52(4), 397—424.
- Lefmann, A.K.B., & Thybo, H. (1998). Seismic evidence for underplating during formation of rapakivi granites around the Åland Islands. *Геофиз. журн.*, 20(4), 93—95.
- Pease, V., Daly, J.S., Elming, S.-Å., Kumpulainen, R., Moszydlowska, M., Puchkov, V., Roberts, D., Saintot, A., & Stephenson, R. (2008). Baltica in the Cryogenian, 850—630 Ma. *Precambrian Research*, 160, 46—65. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.015>.

- Shumlyansky, L. (2014). Geochemistry of the Os-nitsk-Mikashovichy volcanoplutonic complex of the Ukrainian shield. *Geochemistry International*, 52, 912—924. <https://doi.org/10.1134/S0016702914110081>.
- Shumlyansky, L., Hawkesworth, C., Billström, K., Bogdanova, S., Mytrokhyn, O., Romer, R., Dhuime, B., Claesson, S., Ernst, R., Whitehouse, M., & Bilan, O. (2017). The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian shield: New U-Pb ages and Hf isotopes in zircon. *Precambrian Research*, 292, 216—239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>.
- Sliaupa, S., Fokin, P., Lazauskiene, J., & Stephenson, R.A. (2006). The Vendian-Early Palaeozoic sedimentary basins of the East European Craton. In D.G. Gee, & R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 449—462). Geol. Soc., London, Memoir. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.28>.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Aizberg, R., Garetsky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., Komminaho, K., Tiira, T., Gryn, D., Guterch, A., Legostaeva, O., Thybo, H. & Tolkunov, A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, 212, 1932—1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>.
- Stephenson, R.A., Yegorova, T., Brunet, M.-F., Stovba, S., Wilson, M., Starostenko, V., Sainot, A. & Kusznir, N. (2006). Late Palaeozoic intra- and pericratonic basins on the East European Craton and its margins. In D.G. Gee, & R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 463—479). Geol. Soc., London, Memoir. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.29>.
- Thybo, H., Janik, T., Omelchenko, V.D., Grad, M., Garetsky, R.G., Belinsky, A.A., Karataev, G.I., Zlotski, G., Knudsen, U.E., Sand, R., Yliniemi, J., Tiir, T., Luost, U., Komminaho, K., Giese, R., Guterch, A., Lund, C.-E., Kharitonov, O.M., Ilchenko, T., Lysynchuk, D.V., Skobelev, V.M., & Doody, J.J. (2003). Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EUROBRIDGE '97 profile. *Tectonophysics*, 371, 41—79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00200-2).
- Verpakhovska, A., Pylypenko, V., Yegorova, T., & Murovskaya, A. (2018). Seismic image of the crust on the PANCAKE profile across the Ukrainian Carpathians from the migration method. *Journal of Geodynamics*, 121, 76—87. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.006>.
- Yegorova, T.P., Starostenko, V.I., Kozlenko, V.G., & Yliniemi, J. (2004a). Lithosphere structure of the Ukrainian Shield and Pripyat Trough in the region of EUROBRIDGE-97 (Ukraine and Belarus) from gravity modeling. *Tectonophysics*, 381(1-4), 29—59. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.06.003>.
- Yegorova, T.P., Stephenson, R.A., Kostyuchenko, S.L., Baranova, E.P., Starostenko, V.I., & Popolitov, K.E. (2004b). Structure of the lithosphere below the southern margin of the East-European Craton (Ukraine and Russia) from gravity and seismic data. *Tectonophysics*, 381(1-4), 81—100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.003>.

Прип'ятський прогин як можливий канал мантийної дегазації: глибинна будова і положення в зоні зчленування Сарматії і Фенноскандії

Т.П. Єгорова, Г.В. Муровська, 2020

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

Прип'ятський прогин, який є північно-західним завершенням Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецької западини, знаходиться в зоні зчленування докембрійських терейнів Фенноскандії і Сарматії, що контролюється Осницько-Мікашевицьким вулканоплутонічним поясом. Давній тектонічний шов зазнавав реактивації під час наступних епізодів рифтогенезу мезо-неопротерозойського і девонського віку. Узагальнено будову літосфери Прип'ятського прогину за опублікованими геофізичними даними і надано нову інтерпретацію швидкісно-густинної моделі будови літосфери за профілем Eurobridge-97. Будова літосфери в районі південного борту Прип'ятського прогину і Коростенського плутону, що складається з гранітів рапаківі—габ्रो-анортозитів, пов'язана з існуванням мантийної магматичної камери, надходженням мантийних розплавів у кору, частковим плавленням, магматичною диференціацією і переробкою речовини всієї кори під плутоном. У межах Прип'ятського прогину особлива роль належить Південноприп'ятському розлому, що обмежує прогин з півдня, а Коростенський плутон — з півночі і пов'язаний з похилою сейсмічною межею (рефлектором) у мантиї. Південноприп'ятський розлом є зоною глибинного закладення, що контролює проникнення магматичних розплавів і мантийних флюїдів протягом усієї своєї еволюції. На даний час він контролює сейсмічність і, очевидно, є каналом мантийної дегазації та шляхом міграції вуглеводнів. Знакові властивості будови та еволюції Прип'ятського прогину такі: (I) закладення у давній ослабленій зоні, що зазнала неодноразової тектономагматичної активізації; (II) локалізація на перетині чотирьох великих зон неоднорідностей (Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу північно-східного простягання, меридіональної зони Одеса—Гомель, широтної зони Брест—Прип'ять і Дніпровсько-Донецької западини північно-західного напрямку), (III) просторовий зв'язок обмежуючих його лістричних скидів з мантийними неоднорідностями; (IV) сучасна активізація і приуроченість до прогину родовищ вуглеводнів. Зазначені критерії дають змогу розглядати Прип'ятський прогин як можливий канал мантийної дегазації.

Ключові слова: Сарматія, Фенноскандія, Прип'ятський прогин, Коростенський плутон, Південноприп'ятський розлом, магматична камера, мантийна дегазація.