

ISSN 1561-8323 (Print)  
ISSN 2524-2431 (Online)

**НАУКИ О ЗЕМЛЕ**  
**EARTH SCIENCES**

УДК 551.24(477+553.98)  
<https://doi.org/10.29235/1561-8323-2018-62-4-473-479>

Поступило в редакцию 07.05.2018  
Received 07.05.2018

**Член-корреспондент Р. Е. Айзберг, Я. Г. Грибик**

*Институт природопользования Национальной академии наук Беларуси, Минск, Республика Беларусь*

**ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И СИНРИФТОВОЙ ГЕОДИНАМИКИ ПРИПЯТСКОГО И ДНЕПРОВСКОГО СЕГМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

**Аннотация.** Расшифровка сейсмической структуры земной коры и верхней мантии на основе глубинного сейсмического зондирования по программе «Георифт-2013» вдоль Припятского и Днепровского прогибов по профилю Несвиж–Брагин–Чернигов–Полтава позволяет развить представления о строении и герцинской синрифтовой геодинамике указанных сопредельных структур Припятско-Днепровско-Донецкого (ПДД) авлакогена. Установленное в нижней коре под Днепровским грабеном аномально мощное региональное высокоскоростное тело, которое интерпретируется как рифтовая подушка (rift pillow), является одним из показателей проявления активной плюм-тектоники в процессе герцинского рифтогенеза в данном сегменте ПДД авлакогена. В Припятском сегменте, отделенном от Днепровского эшелонированными глубинными структурами в зоне Брагинско-Лоевской седловины, строение коро-мантийной границы отличается по сравнению с Днепровским сегментом более низким уровнем залегания раздела Мохо, который отражается субгоризонтальным положением в поперечных сечениях этого палеорифта. Здесь не проявились активные плюм-тектонические события.

**Ключевые слова:** Припятский палеорифт, Днепровский палеорифт, механизм рифтогенеза, коро-мантийная граница, раздел Мохо, горизонт субМохо, рифтовая подушка, герцинская плюм-тектоника

**Для цитирования.** Айзберг, Р. Е. Особенности глубинного строения и синрифтовой геодинамики Припятского и Днепровского сегментов земной коры / Р. Е. Айзберг, Я. Г. Грибик // Докл. Нац. акад. наук Беларуси. – 2018. – Т. 62, № 4. – С. 473–479. <https://doi.org/10.29235/1561-8323-2018-62-4-473-479>

**Corresponding Member Romma Ye. Aizberg, Yaroslav G. Gribik**

*Institute for Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Republic of Belarus*

**FEATURES OF THE DEEP STRUCTURE AND SYNRIFFT GEODYNAMICS OF THE PRIPYAT AND DNIENR SEGMENTS OF THE EARTH CRUST**

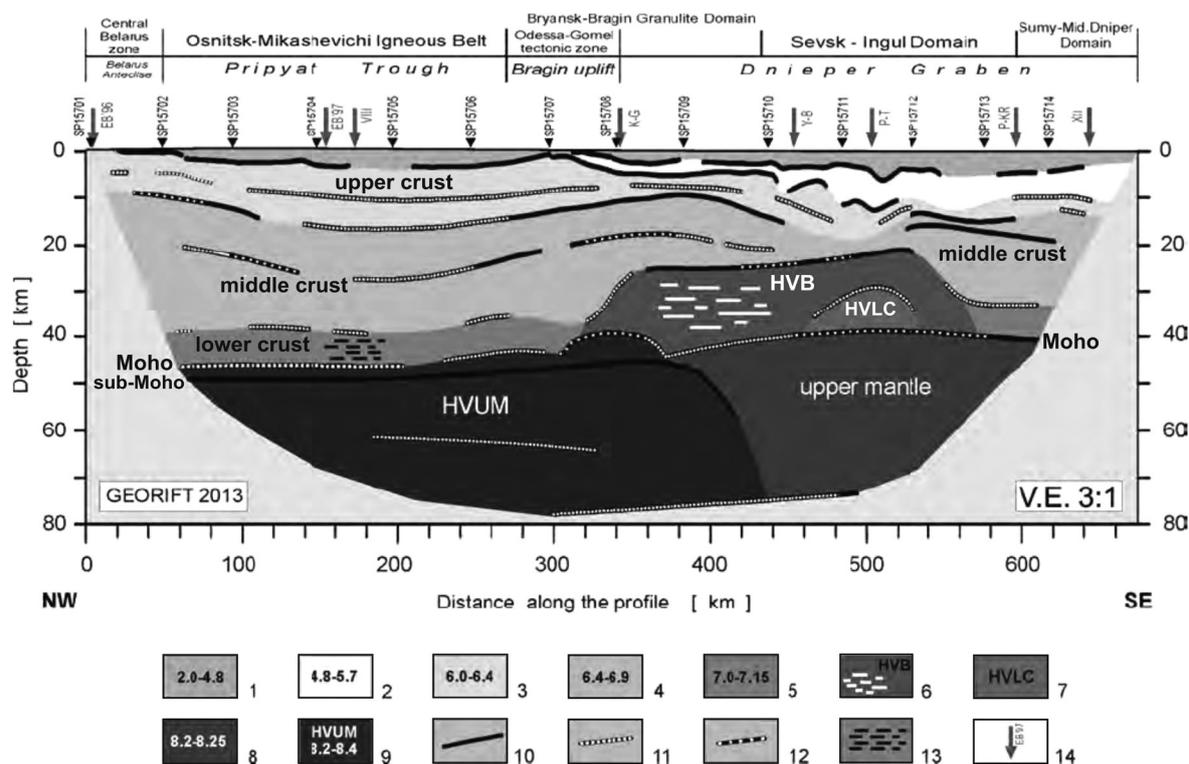
**Abstract.** Decoding the seismic-velocity structure of the earth crust and the upper mantle on the basis of deep seismic sounding according to the Georift-2013 program along the Pripyat and Dnieper troughs along the Nesvizh-Bragin-Chernigov-Poltava profile allows one to develop the ideas about the structure and Hercynian synriftic geodynamics of the contiguous adjacent structures of the Pripyat-Dnieper-Donets aulacogene. The abnormally powerful regional high-speed body, which is interpreted as a rift pillow, established in the lower crust under the Dnieper graben, is one of the indicators of manifestation of active plume tectonics in the process of Hercynian rifting in this segment of the aulacogen PDD. In the Pripyat segment, separated from the Dnieper segment by echeloned deep structures in the zone of the Bragin-Loevsky saddle, the structure of the crust-mantle boundary differs in comparison with the Dnieper segment by a lower level of the Moho surface; it is subhorizontal in the cross sections of the Pripyat paleorift. There were no active plume-tectonic events in scale.

**Keywords:** Pripyat paleorift, Dnieper paleorift, riftogenesis mechanism, crust-mantle boundary, Moho surface, subMoho horizon, rift pillow, Hercynian plum-tectonics

**For citation:** Aizberg R. Ye., Gribik Ya. G. Features of the deep structure and synrift geodynamics of the Pripyat and Dniepr segments of the earth crust. *Doklady Natsional'noi akademii nauk Belarusi = Doklady of the National Academy of Sciences of Belarus*, 2018, vol. 62, no. 4, pp. 473–479 (in Russian). <https://doi.org/10.29235/1561-8323-2018-62-4-473-479>

Сейсмическая модель земной коры вдоль Припятского и Днепровского палеорифтов, разработанная интернациональной группой геофизиков и геологов (включая авторов настоящей статьи) по трассе субширотного глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) Несвиж–Брагин–Чернигов–Полтава в соответствии с программой «Георифт-2013» [1], позволяет развить представления о строении и герцинской синрифтовой геодинамике указанных сопредельных структур Припятско-Днепровско-Донецкого (далее – ПДД) авлакогена и подстилающих их слоев консолидированной коры и коро-мантийной границы.

Особенности глубинной структуры коро-мантийной границы отражены на упрощенной модели (рисунок) по субширотному геотраверсу Георифт-2013 (ГР-13) [1] и на поперечных сейсмическo-скоростных разрезах Припятского и Днепровского прогибов [2–4]. На профиле ГР-13 Несвиж–Полтава основной контрастный раздел в пределах коро-мантийной границы Припятско-Брагинского ареала представлен поверхностью Мохо, разделяющей нижнюю кору с  $V_p = 7,10$  км/с, и подстилающий верхнемантийный слой с определяемой под Брагинско-Лоевской седловиной  $V_p = 8,25$  км/с. Уровень залегания поверхности Мохо изменяется в направлении от северо-западной границы Припятского прогиба до Брагинско-Лоевской седловины от ~46 до ~43 км. На отрезке пикетов (ПК) 305–320 км, соответствующем седловине, поверхность Мохо характеризуется высокоамплитудным (~4,5 км) подъемом до отметок ~40 км, который образует западное крыло Черниговской антиформы типа антиклинорного выступа (ПК 305–370 км). На кривой рас-



Упрощенная модель структуры литосферы вдоль профиля ГСЗ Георифт-2013 [1]: 1 – осадочный чехол ( $V_p = 2,0–4,8$  км/с); 2 – плотные породы ( $V_p = 4,8–5,7$  км/с); 3 – кристаллическая верхняя кора (6,0–6,4 км/с); 4 – средняя кора (6,4–6,9 км/с); 5 – нижняя кора (7,0–7,1 км/с); 6 – высокоскоростное тело; 7 – высокоскоростное тело в верхней коре; 8 – верхняя мантия (8,2–8,25 км/с); 9 – высокоскоростная верхняя мантия (8,2–8,4 км/с); 10–12 – фрагменты основных преломленных и отраженных границ (соответственно) на основе интерпретации Р-волн; 13 – зоны высокой отражаемости в нижней коре по данным метода общей глубинной точки (ОГТ) на профиле VIII [3]; 14 – пункты пересечения с другими профилями. Пункты взрыва и определения местоположения

Simplified model of the lithospheric structure derived along the Georift-2013 profile [1]: 1 – sedimentary cover ( $V_p = 2.0–4.8$  km/s); 2 – compacted sediments ( $V_p = 4.8–5.7$  km/s); 3 – crystalline uppermost crust (6.0–6.4 km/s); 4 – middle crust (6.4–6.9 km/s); 5 – lower crust (7.0–7.1 km/s); 6 – high-velocity body; 7 – high-velocity lower crust; 8 – upper mantle (8.2–8.25 km/s); 9 – high velocity upper mantle (8.2–8.4 km/s); 10–12 – fragments of major boundaries interpreted from P-wave refractions, refractions and reflections, and reflections, respectively; 13 – zones of high reflectivity in the lower crust from CDP profile VIII [3]; 14 – intersection points with other profiles. Shot point locations are shown by triangles above the profile

пределения  $\Delta G_a$  по линии профиля ГР-13 она коррелируется с максимальными значениями аномалий силы тяжести в пределах Черниговского гравитационного максимума и минимальными значениями геомагнитного поля [1]. В Днепровском сегменте к востоку от Черниговской антиформы высокоградиентная поверхность Мохо испытывает плавный подъем (ПК 370–520 км) от глубины ~45 до ~38 км (ПК 500 км) и затем происходит постепенное понижение уровня залегания до глубины ~41 км (ПК 610 км).

На всем протяжении Припятского прогиба, Брагинско-Лоевской седловины и сопредельного центриклинального замыкания Днепровского прогиба вдоль профиля ГР-13 (интервал ПК 60–370 км) в верхней части мантии вблизи поверхности Мохо и субпараллельно ей выделена еще одна высокоскоростная, но относительно низкоградиентная преломляющая граница субМохо с  $V_p = 8,35$ – $8,36$  км/с (под Припятским прогибом) и  $V_p = 8,35$  км/с (под западной центриклиналью Днепровского прогиба). Раздел субМохо, трассируемый преломленными волнами, залегает под западной и центральной частями Припятского прогиба на глубине ~49 км, а затем полого воздымается в сторону Брагинско-Лоевской седловины до ~45 км и на участке замыкания восточного крыла Черниговской антиформы поверхности Мохо резко погружается в верхнюю мантию. Наклонную часть границы субМохо непосредственно к востоку от Черниговской антиформы поверхности Мохо можно рассматривать как субвертикальную магистральную зону тектонического контакта крупных верхнемантийных Припятско-Брагинского и Днепровского ареалов ( $V_p = 8,36$ – $8,35$  и  $8,25$ – $8,20$  км/с соответственно). Проложение снизу вверх к границе Мохо проекции наклонной поверхности субМохо в соответствии с углом наклона отражает ее совмещение с восточным замыканием этой антиформы в интервале ПК 350–370 км. Очевидный вертикальный структурный парагенез Черниговской антиформы раздела Мохо и западного уступообразного склона нижнекорового высокоскоростного тела (которая определяется ниже как Западно-Днепровская рифтовая подушка – *gift pillow*) с несколько смещенным к востоку отмеченным выше резким погружением в мантию горизонта субМохо является наиболее четко выраженной неоднородностью в строении нижнего слоя земной коры и подкорового ареала верхней мантии, разделяющей Припятский и Днепровский сегменты земной коры и контролирующей положение субмеридиональных эшелонированных структур фундамента и чехла в зоне Брагинско-Лоевской седловины.

Предполагаемая инверсия скорости продольных волн в верхней мантии на глубинах 60–65–70 и 75–78 км связана с прослеживанием на сейсмоскоростной модели достаточно протяженных (140 и 190 км) пологих горизонтов с кажущейся скоростью, соответственно 8,05 (?) и 8,30 (?) км/с [1]. Если эти горизонты связаны с геологической реальностью, то они отражают неоднородность (расслоенность) литосферной верхней мантии под Припятским и Днепровским прогибами.

Судя по установленным в результате исследований по проекту ГР-13 скоростям продольных сейсмических волн  $V_p$  [1] и типовым моделям структуры земной коры [5], скоростные границы и уровни выше раздела Мохо на профиле Несвиж–Брагин разграничивают в основании Припятского прогиба условные основные слои консолидированной коры: верхний («гранитный») –  $V_p = 6,0$ – $6,4$  км/с, средний («диоритовый») –  $V_p = 6,4$ – $6,9$  км/с, нижний («базальтовый») –  $V_p = 7,0$ – $7,1$  км/с (см. рисунок). Главные внутрикоровые сейсмоскоростные границы – преломляющие, отражающие или сближенные в пространстве пакеты указанных горизонтов – на профиле Несвиж–Брагин маркируют отрицательную продольную структуру верхнего и среднего слоев под Припятским прогибом. В общем, он слабо выражен в сейсмоскоростной модели консолидированной коры. Здесь не наблюдается типичного для большинства палеорифтов подъема поверхности Мохо и уменьшения мощности коры в приосевой зоне. Результаты ГСЗ Евробридж-97 [2] и переинтерпретации данных по субпараллельному близкорасположенному профилю ОГТ [3] не подтвердили представления об активном механизме синрифтового развития Припятского прогиба, обусловленного воздействием гипотетического мантийного диапира. Он не отражен в структуре коро-мантийной границы и нижнего слоя коры [3].

Сравнительный анализ структуры консолидированной земной коры Припятского и Днепровского палеорифтовых грабенов позволяет выявить различия, которые определяют особенности их развития. По сравнению с плавными малодифференцированными структурными формами тонкой нижней коры Припятского грабена мощностью 7–9 км, восточней Брагинско-Лоевской седловины резко обособляется мощная (18 км) нижнекоровая Западно-Днепровская высокоско-

ростная региональная структура, которая интерпретируется как «рифтовая подушка» (rift pillow) Днепровского грабена. Механизм ее формирования, по-видимому, связан с плюмовыми верхне-мантийными процессами активного магматизма. Рифтовая подушка ограничена на западе высокоамплитудной флексурой над Черниговской антиформой поверхности Мохо – границей разноуровневого залегания подошвы консолидированной коры на Припятской и Днепровской ступенях. Западно-Днепровская «рифтовая подушка» вмещает субвертикальное высокоскоростное тело, выявленное еще в девяностые годы на поперечном профиле ГСЗ Пирятин–Талалаевка [4; 6]. На продольном профиле ГР-13 характеризуемый субвертикальный объект, по-видимому, соответствует участку зоны аномальной внутрислойной антиформы нижней коры на отрезке ПК 460–540 км. Высокоскоростная структура типа «рифтовой подушки» установлена и в Донецком сегменте ПДД авлакогена. На основе анализа преломленных и отраженных волн глубинных сейсмических зондирований по программе DOBRE на поперечном профиле Донецкого складчатого сооружения определено высокоскоростное тело с  $V_p = 6,90–7,20$  км/с мощностью до 15–20 км [7].

Генезис «рифтовых подушек», выявленный поперечными профилями ГСЗ Пирятин–Талалаевка (Днепровский грабен) и DOBRE (Донецкое складчатое сооружение), все исследователи связывают с интенсивной переработкой земной коры вследствие внедрения мантийных расплавов. С. Р. Egvin и L. D. McGinni [8] указывали применительно к реактивированному рифту Рилфут (Северо-Американская платформа) на формирование «рифтовой подушки» вследствие внедрения основных магм – как минимум в объеме 10 % в нижнюю кору в процессе рифтогенеза. Эти взгляды разделяют авторы модели глубинного строения Донбасса по меридиональному профилю DOBRE [7]. Формирование «субвертикального тела» в зоне субмеридионального профиля Пирятин–Талалаевка Днепровского грабена определяется украинскими геофизиками и геологами воздействием мантийных астенолитов (мантийных плюмов) [4; 6; 9; 10]. Можно обоснованно допустить, что формирование региональной Западно-Днепровской «рифтовой подушки» и приподнятое положение раздела Мохо в Днепровском грабене относительно Припятского, выявленное вдоль профиля ГСЗ Георифт-2013 Несвиж–Полтава, подтверждает концепцию существенной переработки земной коры к востоку от зоны Брагинско-Лоевской седловины вследствие проявления плюмовой тектоники в процессе герцинского рифтогенеза.

В Припятском прогибе строение коро-мантийной границы отличается от Днепровского более низким (на 5–6 км) уровнем залегания раздела Мохо и обособлением раздела субМохо. Последний восточнее Брагинско-Лоевской седловины, как отмечено выше, уходит в глубь верхней мантии. Высокоградиентная граница раздела Мохо, которая является единой для Припятско-Днепровской палеорифтовой системы, в пределах Припятского прогиба, в отличие от Днепровского, остается субгоризонтальной не только в продольном, но и в поперечном сечениях. В нижней коре Припятского прогиба по меридиональному профилю ГСЗ Евробридж-97 не выявлены субвертикальные тела с повышенными сейсмическими характеристиками [2], которые при наличии выступа поверхности Мохо в поперечном сечении приосевой части Припятского грабена могли бы свидетельствовать о воздействии мантийных диапиров (плюмов) на процессы герцинского рифтогенеза, как это показано для Днепровского грабена.

На профиле Георифт-2013 обращает на себя внимание суперпозиция высокоамплитудных Черниговской антиформы поверхности Мохо (ПК 305–370 км), западного флексуобразного склона Западно-Днепровской «рифтовой подушки» нижней коры (ПК 320–350 км) и резко нисходящего в глубь горизонта субМохо (ПК 370–420 км), разделяющего области относительно низкоскоростной верхней мантии под Днепровским сегментом и высокоскоростной – под Припятским и поперечным Брагинско-Лоевским сегментом. Эти особенности сейсмического разреза соответствуют зоне Черниговского максимума  $\Delta G_a$  и экстремальным значениям  $\Delta T_a$ . С рассматриваемой суперпозицией связаны пространственная близость или непосредственное совмещение Одесско-Гомельского глубинного тектонического шва и ареала проявления щелочно-основного магматизма в пределах северо-восточной части Припятского прогиба, Брагинско-Лоевской седловины, Гомельской структурной перемычки, Жлобинской седловины. Как показала З. М. Ляшкевич [11], две главные фазы вулканизма в северо-западной части Днепровского прогиба приходятся на позднефранское и фаменское время, а первые признаки проявления относятся к рубежу средний–поздний девон.

В Припятском прогибе главные фазы проявления магматизма датируются позднефранским (евлановско-ливенским) и раннефаменским (елецким) временем [12]. К самым древним магматическим образованиям, связанным с началом образования рифта, отнесены отдельные диатремы (трубки взрыва), закартированные в зоне сочленения Северо-Припятского плеча Припятского прогиба со Жлобинской седловиной и на территории последней. Их возраст датируется началом позднефранского времени. Среди поля развития диатрем, расположенного в 60 км южнее зоны сочленения Северо-Припятского плеча и Жлобинской седловины, ближе к Северному краевому разлому, наиболее ранние внедрения определяются поздневоронежским-раннеевлановским временем (средняя фаза позднего франа) [13]. В пределах же самого Припятского грабена и Брагинско-Лоевской седловины вулcano-магматическая деятельность началась еще позже – в евлановско-ливенское время (в конце позднего франа). Миграция начальных проявлений магматизма в пространстве и во времени вполне согласуется со стадийностью процессов рифтообразования и отмечена на примере развития многих континентальных рифтовых зон. На начальных стадиях рифтинга деструкции подвергались обширные площади, значительно превышающие ширину будущего Припятского грабена. По-видимому, припятский вулканизм не входил в обязательный перечень предрифтовых явлений или режимов, способствовавших образованию в коре первичных ослабленных зон и началу процессов рифтогенеза. Для Припятского прогиба характерна обратная временная и причинно-следственная связь – проявления вулканизма были вызваны процессом рифтогенеза [14]. В связи с отмеченной территориальной сопряженностью верхнедевонских щелочных магматических пород северо-восточной и восточной периферии Припятской зоны рифтогенеза и сопредельной Западно-Днепровской «рифтовой подушки», вероятно, находит решение проблема их мантийного источника. Подтверждается мнение В. П. Корзуна и А. С. Махначи [15], что эти магматические породы являются производными исходных магм, поднявшихся с глубин более 70–100 км. Возможно, возраст вулканогенных формаций этой зоны маркирует время наиболее активных региональных тектоно-геодинамических процессов, с ними были связаны формирование или реактивация наклонного участка раздела субМохо, разграничивающего области высокоскоростной и относительно низкоскоростной верхней мантии, и пространственно соответствующих ему в более высоких горизонтах коро-мантийной границы Черниговской антиформы поверхностей Мохо и западного замыкания Западно-Днепровской «рифтовой подушки». По-видимому, позднефранско-фаменский вулканизм отражает фазу наиболее активного проявления плюм-тектоники в Днепровском грабене и соответствует главной стадии рифтогенеза.

**Заключение.** Припятский палеорифт представляет собой замыкающий северо-западный сегмент ПДД авлакогена, который в ансамбле других сегментов – неинверсированного Днепровского палеорифта, инверсированных Донецкого складчатого сооружения и кряжа Карпинского – характеризуются особыми чертами строения, отражающими его формирование в условиях затухающего по простиранию с востока на запад рифтогенеза. Результаты ГСЗ Евробридж-97 и Георифт-2013 подтвердили представления о том, что формирование герцинского Припятского рифта в отличие от Днепровского с характерным для него влиянием мантийных астенолитов [9; 10], было связано с доминирующим пассивным механизмом рифтогенеза [14].

Днепровский и Припятский сегменты единого ансамбля внутриконтинентальных рифтовых структур в начальную фазу (соответственно, с раннего и позднего франа позднедевонской эпохи) развивались согласованно или квазисинхронно, но с различающимися автономными условиями проявления герцинского рифтогенеза.

На первоначальное проявление пассивного механизма рифтогенеза в Днепровском сегменте были наложены плюм-тектонические процессы, которые в его западной части проявились наиболее полно в позднефранское, фаменское время девонского периода и, возможно, в начале каменноугольного периода. По мнению многих украинских исследователей (А. В. Чекунов, В. Г. Гавриш, А. Е. Лукин, З. М. Ляшкевич и др.) указанное время, которое рассматривается нами как главная фаза рифтогенеза в Днепровском грабене, характеризовалось сильным проявлением магматизма, формированием блоковых структур, резким увеличением скорости и амплитуд погружения этих структур, высокоамплитудным разломообразованием. Вероятно, именно к этому времени относится мощная тектоно-термальная переработка нижнего и отчасти среднего слоев коры – активное формирование под западной частью Днепровского грабена и погранич-

ной зоной блокирующей поперечной Брагинско-Лоевской седловины высокоскоростного субширотного тела протяженностью ~230 км, отождествляемой с «рифтовой подушкой» (rift pillow). С этими процессами можно связывать генезис пологосводового поднятия поверхности Мохо в поперечных и приосевом продольном сечениях Днепровского грабена. Проявление здесь плюм-тектоники, скорее всего, стало своеобразным триггером, который привел (судя по структуре земной коры и поверхности Мохо) к смене пассивного механизма рифтогенеза – активным. Выявление исследованиями по программе «Георифт-2013» крупнейшей региональной нижнекоревой Западно-Днепровской рифтовой подушки подвело реальную геолого-геофизическую основу для обоснования масштабного проявления плюм-тектоники в этом звене ПДД авлакогена.

В Припятском сегменте, отделенном от Днепровского поперечными блокирующими эшелонированными глубинными структурами в зоне Брагинско-Лоевской седловины, строение коро-мантийной границы отличается по сравнению с Днепровским сегментом более низкими (на 5–6 км) уровнем залегания раздела Мохо и сформированной только в этом ареале протяженной субгоризонтальной границей субМохо. Высокоградиентная современная граница раздела Мохо, которая является единой для Припятско-Днепровской неинверсированной рифтовой системы в пределах Припятского прогиба, в отличие от Днепровского, является субгоризонтальной в поперечных сечениях. Здесь не проявились сколько-нибудь значимые по масштабу плюм-тектонические процессы. Их непосредственное или опосредованное влияние отразилось в повышенной деструкции и проницаемости земной коры в примыкающей к Днепровскому сегменту и подстилающей его Западно-Днепровской рифтовой подушке северо-восточной периферии Припятской зоны рифтогенеза на площади развития верхнефранско-фаменской щелочно-ультраосновной–щелочно-базальтоидной формации и близких по возрасту диатрем. Основная часть Припятского рифтового грабена развивалась на герцинской синрифтовой стадии вне области непосредственного геодинамического и геотермического влияния астеносферных плюмов Днепровского герцинского рифта на утолщенной по сравнению с последним консолидированной земной коре.

**Благодарности.** Работа выполнена при поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (проект № X18P-109).

**Acknowledgements.** The work is supported by the Belarusian Republican Foundation for Fundamental Research (Project no. X18P-109).

#### Список использованных источников

1. Litpspheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripjat–Dnieper–Donetsk Basin (Belarus and Ukraine) / V. Starostenko [et al.] // *Geophysical Journal International*. – 2018. – Vol. 212, N 3. – P. 1932–1982. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>
2. Upper lithosphere seismic velocity structure across the Pripjat Trough and the Ukrainian shield along the Eurobridge'97 profile / H. Thybo [et al.] // *Tectonophysics*. – 2003. – Vol. 371, N 1–4. – P. 41–79. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(03)00200-2)
3. Juhlin, C. Reappraisal of deep seismic reflexion profil VIII across the Pripjat Trough / C. Juhlin, R. A. Stephenson, C. V. Klushin // *Tectonophysics*. – 1996. – Vol. 268, N 1–4. – P. 99–108. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(96\)00225-9](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(96)00225-9)
4. Егорова, Т. П. Результаты переинтерпретации и обобщения сейсмических материалов / Т. П. Егорова, Е. П. Баранова // *Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE*. – М., 2006. – С. 315–320.
5. Павленкова, Н. И. Структура земной коры и верхней мантии по сейсмическим данным / Н. И. Павленкова // *Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE*. – М., 2006. – С. 559–599.
6. Ильченко, Т. В. Некоторые аспекты эволюции Днепровско-Донецкого палеорифта (по данным ГСЗ) / Т. В. Ильченко // *Геофизический журн.* – 1997. – Т. 19, № 3. – С. 69–81.
7. Работы методом сейсмического зондирования по профилю DOBRE / М. Град [и др.] // *Строение и динамика литосферы Восточной Европы*. – М., 2006. – С. 321–327.
8. Ervin, C. P. Peelfoot rift: reactivated precursor to the Mississippi Embayment / C. P. Ervin, L. D. McGinnis // *Geol. Sos. Amer. Bull.* – 1975. – Vol. 86, N 9. – P. 1287–1295. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86%3C1287:rrrptt%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86%3C1287:rrrptt%3E2.0.co;2)
9. Чекунов, А. В. К геодинамике Днепровско-Донецкой рифт-синеклизы / А. В. Чекунов // *Геофиз. журн.* – 1994. – Т. 16, № 3. – С. 1–12.
10. Гавриш, В. К. Заложение, развитие и нефтегазоносность палеорифтов Украины / В. К. Гавриш // *Рифтогенез и нефтегазоносность*. – М., 1993. – С. 29–36.
11. Ляшкевич, З. М. Магматизм Днепровско-Донецкой впадины / З. М. Ляшкевич // *Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы*. – М., 1994. – С. 183–190.
12. Веретенников, Н. В. Верхнедевонский магматический комплекс / Н. В. Веретенников, В. П. Корзун, А. С. Махнач // *Геология Беларуси*. – Минск, 2001. – С. 446–459.

13. Кручек, С. А. Детальная стратиграфия девонских отложений Жлобинской седловины и сопредельных районов в связи с поисками полезных ископаемых / С. А. Кручек, Т. Г. Обуховская // Минерально-сырьевая база Республики Беларусь: поиски и перспективы. – Минск, 1997. – С. 19–21.
14. Аизберг, Р. Е. Синрифтовая геодинамика Припятского прогиба / Р. Е. Аизберг, Т. А. Старчик. – Минск, 2013. – 146 с.
15. Корзун, В. П. Верхнедевонская щелочная формация Припятской впадины / В. П. Корзун, А. С. Махнач. – Минск, 1977. – 154 с.

## References

1. Starostenko V. V., Janik T., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Lysynchuk D., Aizberg R., Garetsky R., Karatayev G., Gribik Y., Farfuliak L., Kolomiyets K., Omelchenko V., Komminaho K., Tiira T., Gryn D., Guterch A., Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A. Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat–Dnieper–Donetsk Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, 2018, vol. 212, no. 3, pp. 1932–1982. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>
2. Thybo H., Janik T., Omelchenko V. D., Grad M., Garetsky R. G., Belinsky A. A., Karatayev G. I., Zlotski G., Knudsen M. E., Sand R., Yliniemi J., Tiira T., Luosto U., Komminaho K., Giese R., Guterch A., Lund C.-E., Kharitonov O. M., Ilchenko T., Lysynchuk D. V., Skobelev V. M., Doody J. J. Upper lithosphere seismic velocity structure across the Pripyat Trough and the Ukrainian shield along the Eurobridge'97 profile. *Tectonophysics*, 2003, vol. 371, no. 1–4, pp. 41–79. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(03)00200-2)
3. Juhlin C., Stephenson R. A., Klushin C. V. Reappraisal of deep seismic reflexion profil VIII across the Pripyat Trough. *Tectonophysics*, 1996, vol. 268, no. 1–4, pp. 99–108. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(96\)00225-9](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(96)00225-9)
4. Egorova T. P., Baranova E. P. Results of the Re-interpretation and Generalization of Seismic Materials. *Stroenie i dinamika litosfery Vostochnoi Evropy. Rezul'taty issledovaniy po programme EUROPROBE [Structure and Dynamics of the Lithosphere of Eastern Europe. Results of Studies under EUROPROBE Programme]*. Moscow, 2006, pp. 315–320 (in Russian).
5. Pavlenkova N. I. Structure of Earth's Crust and Upper Mantle by Seismic Data. *Stroenie i dinamika litosfery Vostochnoi Evropy. Rezul'taty issledovaniy po programme EUROPROBE [Structure and Dynamics of the Lithosphere of Eastern Europe. Results of Studies under EUROPROBE Programme]*. Moscow, 2006, pp. 559–599 (in Russian).
6. Ilchenko T. V. Some Evolutional Aspects of Dniepr and Donetsk Paleorift (by GZS Data). *Geofizicheskii zhurnal = Geophysical Journal*, 1997, vol. 19, no. 3, pp. 69–81 (in Russian).
7. Grad M., Guterch A., Keller R., Omel'chenko V. D., Starostenko V. I., Stifenson R. A., Stovba S. N., Tibo G., Tolkunov A. P. Works by the Method of Seismic Sensing on DOBRE Profile. *Stroenie i dinamika litosfery Vostochnoi Evropy. Rezul'taty issledovaniy po programme EUROPROBE [Structure and Dynamics of the Lithosphere of Eastern Europe. Results of Studies under EUROPROBE Programme]*. Moscow, 2006, pp. 321–327 (in Russian).
8. Ervin C. P., McGinnis L. D. Peelfoot rift: reactivated precursor to the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 1975, vol. 86, no. 9, pp. 1287–1295. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1975\)86%3C1287:rrrptt%3E2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1975)86%3C1287:rrrptt%3E2.0.co;2)
9. Chekunov A. V. To the Geodynamics of Dnieper and Donetsk rift-syncline. *Geofizicheskii zhurnal = Geophysical Journal*, 1994, vol. 16, no. 3, pp. 1–12 (in Russian).
10. Gavrish V. K. The Development, Embedment, the Oil and Gas Content of the Paleorifts of Ukraine. *Riftogenez i neftegazonosnost' [Rifting Oil and Gas Potential]*. Moscow, 1993, pp. 29–36 (in Russian).
11. Lyashkevich Z. M. Magmatism of the Dnieper and Donetsk Basin. *Tektonika i magmatizm Vostochno-Evropeiskoi platformy [Tectonics and Magmatism of the Western European Platform]*. Moscow, 1994, pp. 183–190 (in Russian).
12. Veretennikov N. V., Korzun V. P., Mahnach A. S. Upper Devonian Igneous Complex. *Geologiya Belarusi [Geology of Belarus]*. Minsk, 2001, pp. 446–459 (in Russian).
13. Kruchek S. A., Obuhovskaya T. G. Detailed Stratigraphy of Devonian Deposits of the Zhlobin Saddle and Adjacent Areas in Connection with Minerals Search. *Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Belarus': poiski i perspektivy [Mineral-Raw Base of the Republic of Belarus: Searchings and Prospects]*. Minsk, 1997, pp. 19–21 (in Russian).
14. Ayzberg R. E., Starchik T. A. *Synrift Geodynamics of the Pripyat Trough*. Minsk, 2013. 146 p. (in Russian).
15. Korzun V. P., Mahnach A. S. Devonian Alkaline Formation of the Pripyat Basin. Minsk, 1977. 154 p. (in Russian).

## Информация об авторах

*Айзберг Ромма Ефимович* – член-корреспондент, д-р геол.-минералог. наук, гл. науч. сотрудник. Институт природопользования НАН Беларуси (ул. Ф. Скорины, 10, 220114, Минск, Республика Беларусь). E-mail: chistaya@nature.basnet.by.

*Грибик Ярослав Гаврилович* – канд. геол.-минералог. наук, заведующий лабораторией. Институт природопользования НАН Беларуси (ул. Ф. Скорины, 10, 220114, Минск, Республика Беларусь). E-mail: yaroslavgribik@tut.by.

## Information about the authors

*Aizberg Romma Yefimovich* – Corresponding Member, D. Sc. (Geology), Chief researcher. Institute for Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus (10, F. Skoryna Str., 220114, Minsk, Republic of Belarus). E-mail: chistaya@nature.basnet.by.

*Gribik Yaroslav Gavrilovich* – Ph. D. (Geology), Head of the Laboratory. Institute for Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus (10, F. Skoryna Str., 220114, Minsk, Republic of Belarus). E-mail: yaroslavgribik@tut.by.