

УДК 551.21+552.3+551.7.03(476)

РАННЕФАМЕНСКИЙ ТРАХИАНДЕЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ПРИПЯТСКОГО ПАЛЕОРИФТА, ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА: U–Pb ВОЗРАСТ И ПЕТРОЛОГИЯ

© 2023 г. О. Ф. Кузьменкова¹, *, А. Г. Лапцевич¹, М. В. Стифеева², А. А. Носова³,
Г. Д. Стрельцова¹, Г. Д. Волкова³, Д. П. Плакс⁴, А. В. Поспелов⁵

¹ Филиал “Институт геологии” республиканского унитарного предприятия
“Научно-производственный центр по геологии”, Минск, Беларусь

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

⁴ Белорусский национальный технический университет, Минск, Беларусь

⁵ Белорусский государственный технологический университет, Минск, Беларусь

*e-mail: kuzmenkovaof@mail.ru

Поступила в редакцию 27.01.2023 г.

После доработки 20.02.2023 г.

Принята к публикации 21.03.2023 г.

На основе минералого-петрографического и геохимического изучения магматических пород среднего состава припятского комплекса позднедевонской Припятско-Днепровской области магматизма сделан вывод о существовании двух подфаз припятской фазы магматизма: позднефранской (чернинской или сколодинско-чернинской) с калиевой спецификой и раннефаменской (туровско-дроздовской (елецкой)) с калиево-натриевой спецификой. Впервые для пород Припятско-Днепровской области получен U–Pb возраст титанита из трахиандезитов параметрической скважины Прибор – 364 ± 1 млн лет. Эти данные подтверждают фаменский возраст елецкой подфазы припятской фазы магматизма и позволяют определить, с учетом оценок возраста ранних фаз магматизма Припятско-Днепровско-Донецкой палерифтовой структуры 388 ± 12 млн лет, 383.3 ± 3.8 млн лет, 384.7 ± 3.9 млн лет и 383.6 ± 4.4 млн лет в ее Приазовской части и 381 ± 2 млн лет в Припятско-Днепровской области магматизма, продолжительность магматической активности этой рифтовой структуры по меньшей мере в 14 млн лет.

Ключевые слова: Припятско-Днепровская область магматизма, девон, елецкий надгоризонт, титанит

DOI: 10.31857/S0869592X23060054, **EDN:** YCZDFY

ВВЕДЕНИЕ

Динамика развития рифтовых структур, как современных, так и древних, остается одним из наиболее исследуемых вопросов геодинамики континентов. Важным моментом в расшифровке эволюции рифтов является реконструкция отдельных импульсов магматизма и их последующее сопоставление с тектоническими этапами формирования рифтовой структуры. В данной работе мы представляем результаты исследования позднего магматического импульса в Припятском палеорифте – северо-западном сегменте наиболее крупной в пределах Восточно-Европейской платформы (ВЕП) девонской Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой структуры.

Припятско-Днепровско-Донецкая рифтовая структура протягивается на расстояние около 1000 км с юго-востока на северо-запад, рассекая

Сарматский домен ВЕП (рис. 1). Ее северо-западная часть представлена Припятским прогибом. На востоке Припятского прогиба и частично на сопредельных с ним территориях Гомельской структурной перемычки Воронежской антеклизы, Жлобинской и Брагинско-Лоевской седловин расположена Припятско-Днепровская область магматизма (рис. 1). Позднедевонские магматические породы известны здесь с 1960-х гг. С тех пор был накоплен большой объем фактических геологических и геофизических данных (Махнач, Корзун, 1965а, 1965б; Корзун, Махнач, 1977, 1994; Корзун, 1982; Ляшкевич, 1987; Хомич и др., 1993; Никитин и др., 1994; Веретенников и др., 2000, 2001а, 2001б, 2001в; Лапцевич, 2004; Первов и др., 2004; Михайлов, Лапцевич, 2011, 2012; Михайлов и др., 2011 и др.), что позволило выделить на территории Припятского прогиба вулканогенные толщи евлановско-чернинского и елецко-петриковско-

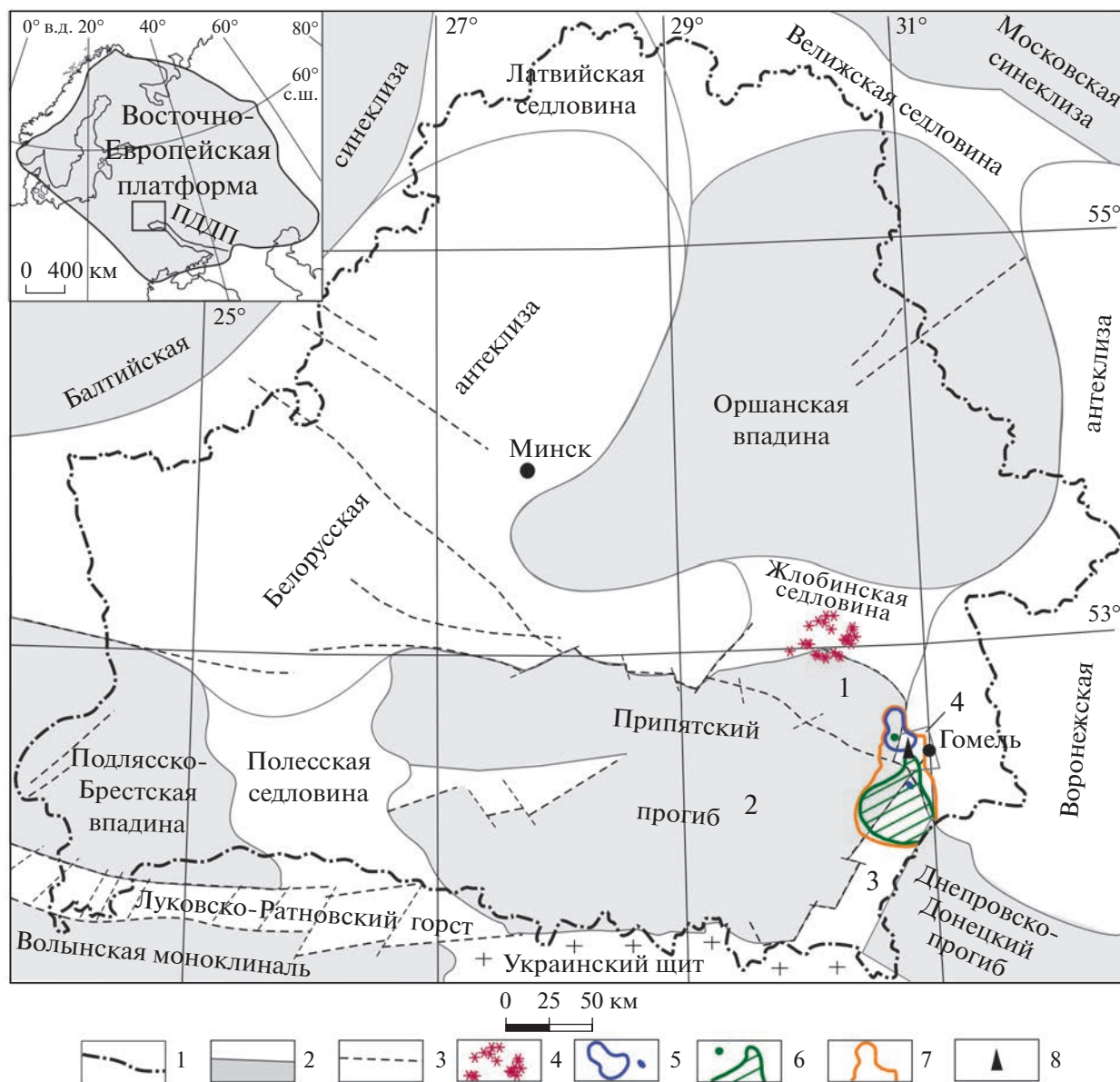


Рис. 1. Положение Припятско-Днепровской области магматизма на схеме тектонического районирования территории Беларуси.

1 – граница Республики Беларусь; 2 – границы тектонических структур, по (Геология..., 2001); 3 – разломы, по (Геология..., 2001); 4–7 – Припятско-Днепровская область магматизма: 4 – трубки взрыва жлобинского комплекса; 5 – уаровичский комплекс; 6 – лоевский комплекс; 7 – припятский комплекс; 8 – скважина Прибор. Цифрами на рисунке показаны: 1 – Северо-Припятское плечо, 2 – Припятский грабен, 3 – Брагинско-Лоевская седловина, 4 – Гомельская структурная перемычка. На врезке показано положение Припятско-Днепровско-Донецкой палеорифтовой зоны (ПДДП).

го возраста, разделенные терригенно-карбонатной толщей домановичско-задонского возраста (Корзун, Махнач, 1977; Старчик и др., 2014), и установить по меньшей мере четыре этапа магматизма в пределах Припятско-Днепровской области (Веретенников и др., 2001a).

Несмотря на то, что франско-фаменский возраст вулканогенных толщ в целом обоснован фаунистическими и палинологическими данными для вмещающих их осадочных пород (Пушкин

и др., 1995; Кручек, Обуховская, 1998, 2005; Обуховская и др., 2007), остается много невыясненных моментов в стратиграфическом положении этих толщ, их строении и составе.

На основании петролого-геохимических данных, полученных в ходе глубинного геологического картирования этой территории масштаба 1 : 200 000 в 2016–2020 гг., было обосновано проявление четырех импульсов магматизма Припятско-Днепровской области, каждому из которых

соответствует магматический комплекс (Кузьменкова и др., 2020а, 2020б). Четыре комплекса формируют единый латерально-временной ряд. Порода жлобинского комплекса (речицкое время, начало позднефранского века) принадлежат к щелочной ультрамафитовой (карбонатит-кимберлит-нефелинитовой) формации; уваровичского комплекса (поздневоронежское время, середина позднефранского века) — к щелочной мафитовой формации (базальтоидов и фонолитов); припятского комплекса (сколодинско-чернинское (?) время, конец позднефранского века) — к щелочной мафическо-салической формации (трахиандезитов); лоевского комплекса (елецкое время (?), раннефаменский век) — к щелочной ультрамафитовой (нефелинитовой) формации.

По результатам изучения нижнекоровых амфиболосодержащих ксенолитов из пород Припятско-Днепровской области магматизма было показано, что девонские расплавы, как ультраосновные щелочные, так и средние щелочные, оставляли скопления кумулуса в виде тел горнблендитов и меланогаббро в низах коры (Volkova et al., 2022).

Возраст магматической активности Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой структуры оценивается в 390–360 млн лет (Wilson, Lyashkevich, 1996). Имеющийся K–Ar возраст даек долеритов Приазовского массива указывает на начало вулканизма в живетском веке около 388 ± 12 млн лет назад (Шаталов, 1986; McCann et al., 2003). Возраст кимберлитов Приазовья определен по результатам Rb–Sr датирования флогопита (383.3 ± 3.8 и 384.7 ± 3.9 млн лет; Юткина и др., 2004) и U–Pb датированием мегакриста циркона (383.6 ± 4.4 млн лет; Shumlyansky et al., 2021). U–Pb возраст циркона и монацита из прослоев тефры в осадочных разрезах Южной Польши, источником которой, наиболее вероятно, был магматизм Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой структуры, составляет от 363.0 ± 3.5 до 365.6 ± 2.9 млн лет (Pisarzowska et al., 2022). Для пород Припятско-Днепровской области магматизма опубликован только возраст амфибола из ксенолита гранулита в ксенотуфе мелалейцититов (жлобинский комплекс, трубка взрыва Красницкая), который оценен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в 381 ± 2 млн лет (Markwick et al., 2001). Геохронологические данные для самих магматических пород до настоящего времени отсутствовали.

В 2016 г. в зоне сочленения Припятского прогиба и Гомельской структурной перемычки (северный склон палеовулкана Центролит) на пикете регионального геофизического профиля Гомель–Могилев нами была заложена параметрическая скважина Прибор с целью изучения строения разреза верхнедевонской вулканогенной толщи (рис. 1). Скважина вскрыла сложно построенный разрез, в

котором принимают участие как эффузивные, так и интрузивные образования (рис. 2).

Цель настоящей работы — уточнение стратиграфической позиции верхнедевонской вулканогенной толщи на примере разреза параметрической скважины Прибор. Для этого авторами помимо литологического и палеонтологического изучения осадочных пород, вмещающих вулканогенную толщу, выполнено U–Pb геохронологическое исследование титанита из трахиандезитов свежего облика, подкрепленное подробным изучением петрологии этих пород.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрографическое изучение пород проводилось методом поляризационной микроскопии с последующим исследованием минералов с помощью сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) с элементным анализом в Белорусском государственном технологическом университете (Центр физико-химических методов исследования). Исследования проводились на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV (JEOL, Япония), оснащенный системой энергодисперсионного микроанализа EDX JED-2201 (JEOL, Япония). Элементный состав минералов определяли при следующих условиях: вакуум в рабочей камере 1 Па; ускоряющее напряжение 20 кэВ; ток зонда 38 нА; накопление спектра происходило в течение ≈ 100 с.

Химический состав пород определяли методом рентгенофлуоресцентного анализа в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва) на спектрометре последовательного действия PW-2400 Philips Analytical B.V. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Малые элементы определяли методом ионизации в индуктивно связанной плазме с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP MS) в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка) по методике, изложенной в (Карандашев и др., 2016). Кислотное разложение образцов проводилось в автоклаве. Контроль полноты разложения осуществляли добавлением ^{161}Dy , ^{146}Nd и ^{174}Yb . Пределы обнаружения элементов составили: 0.005–0.03 мкг/г для REE, Hf, Ta, Th, U; 0.02–0.1 мкг/г для Nb, Be, Co; 0.02–0.1 мкг/г для Li, Ni, Ga, Y; 0.05 мкг/г для Zr; 0.05–0.1 мкг/г для Rb, Sr, Ba; 0.5–0.8 мкг/г для Cu, Zn, V, Cr. В качестве стандарта был использован GSP-2.

U–Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования титанита проведены в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохроно-

логии докембрия РАН (Санкт-Петербург). Отбор материала для анализа осуществлялся вручную с визуальным контролем гомогенности выбранных фрагментов зерен и отсутствия видимых включений. Предварительная обработка проб титанита включала три этапа: ультразвуковую очистку в 0.01 N растворе HNO_3 , кислотную обработку в 3–6 N растворе HCl и последующее промывание в теплой воде. Разложение проб и химическое выделение Pb и U осуществлялось по методике, показавшей свою высокую эффективность в работе с кальцийсодержащими минералами (Стифеева и др., 2020). Определение изотопного состава Pb и U в гранате выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом режимах (при помощи счетчика ионов). Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 10 пг для Pb и 1 пг для U. Обработка экспериментальных данных осуществлялась в программах PbDat (Ludwig, 1991) и ISOPLOT (Ludwig, 2003). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jäger, 1977). Поправки на обычный Pb введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Макроостатки ихтиофауны препарированы под микроскопом МБС-1 механическим способом с помощью специальных иглол и кисточек. Диагностика остатков основана на внешних морфологических признаках. В настоящее время материал хранится в Белорусском национальном техническом университете на кафедре Горные работы в палеонтологической коллекции (г. Минск).

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ДОМЕЗОЗОЙСКОЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ ПРИБОР

Домезозойская часть разреза скв. Прибор пройдена с 80%-ным отбором керна, для интервалов без отбора керна интерпретация приведена по каротажу (рис. 2). Платформенный чехол вскрыт на глубине 345.0–964.9 м (мощность 519.9 м), кристаллический фундамент — на глубине 964.9–

1200.0 м (вскрытая мощность 235.1 м). В разрезе платформенного чехла представлены осадочные отложения и залегающая на них вулканогенная толща.

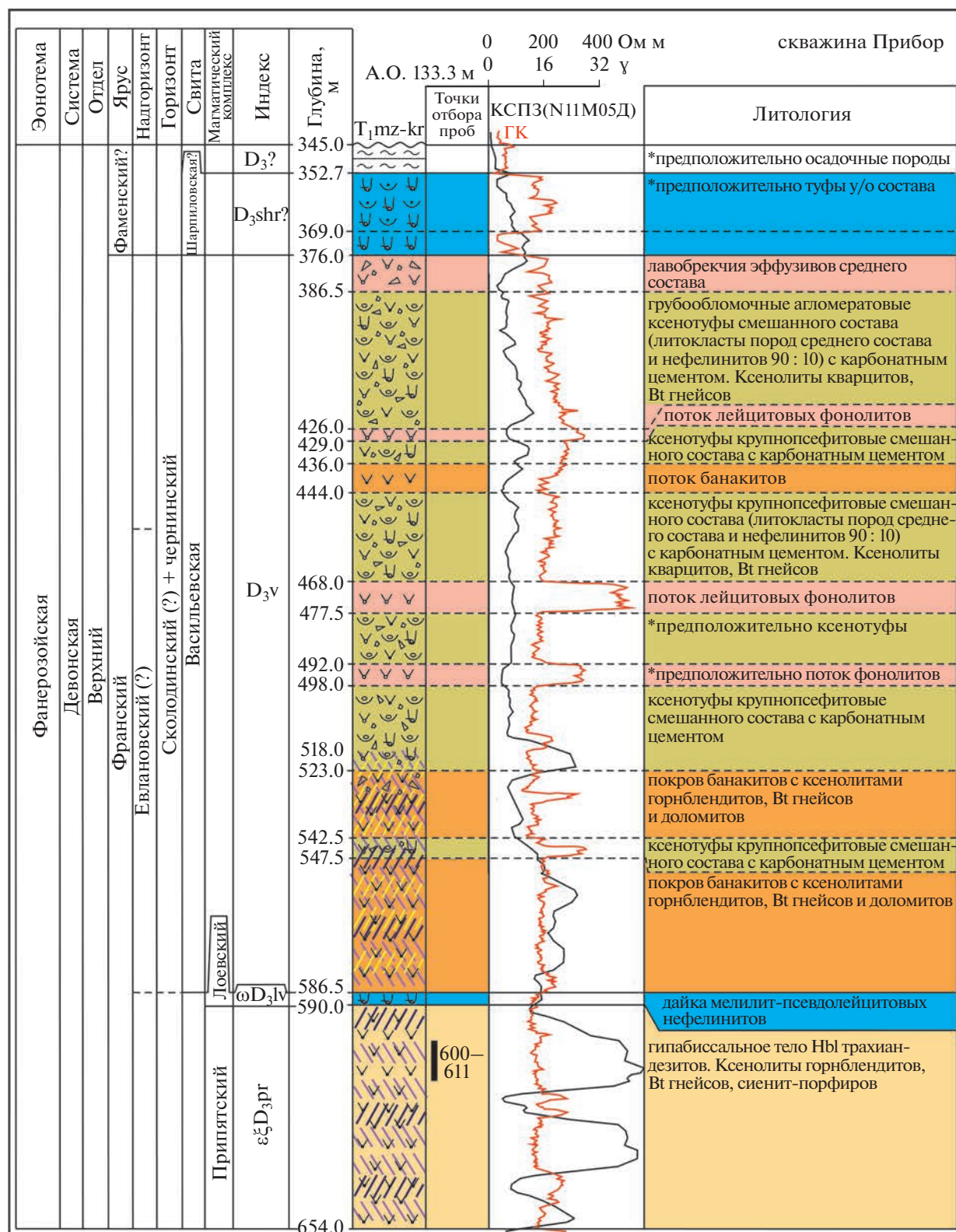
Вулканогенная толща отнесена к васильевской свите (?сколодинский–чернинский горизонты), сложена потоками умеренно-щелочных (банакиты с ксенолитами горнблендитов, гнейсов и доломитов) и щелочных (лейцитовые фонолиты) средних эффузивов с калиевым типом щелочности, перемежающимися с пачками крупнопсефитовых ксенотуфов смешанного состава с доломитовым цементом, содержащих до 10% литокластов нефелинитов и до 2% ксенолитов пород раннедокембрийского фундамента. Нижележащие осадочные породы и кристаллический фундамент прорваны многочисленными малыми интрузиями припятского комплекса, среди которых доминируют умеренно-щелочные сиенит-порфиры с калиевым типом щелочности, содержащие ксенолиты горнблендитов и габброидов. Также присутствуют тела умеренно-щелочных плагиосиенит-порфиров и трахиандезитов (содержат ксенолиты горнблендитов, гнейсов и сиенит-порфиров) с калиево-натриевым типом щелочности, щелочных бостонитов и лампрофиров (минетт) с калиевым типом щелочности. Помимо этого, встречены дайки мелилит-псевдолейцитовых и титан-авгитовых нефелинитов лоевского комплекса с калиевым типом щелочности, эффузивные и эксплозивные аналоги которых предполагаются на глубине 376.0–352.7 м (мощность 24.3 м).

Осадочные отложения (глубина 654.0–964.9 м, мощность 310.9 м) представлены терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными породами с признаками интенсивного теплового воздействия, а немногочисленные палеонтологические остатки имеют плохую сохранность и позволяют говорить лишь об их средне-позднедевонском возрасте.

На глубине 777.9 м в темно-сером плотном глинистом доломитовом мергеле предположительно эйфельского яруса найден обломок сравнительно крупной пластинки *Holonematidae* gen. indet. и мелкий фрагмент пластинки *Euarthrodira*

Рис. 2. Геологический разрез скважины Прибор (дер. Прибор, Гомельский район).

1–3 — эффузивные породы васильевской свиты, D_3v : 1 — трахиандезиты (калиево-натриевый тип, умеренно-щелочные), 2 — банакиты (калиевый тип, умеренно-щелочные), 3 — лейцитовые фонолиты (калиевый тип, щелочные); 4–7 — интрузивные породы припятского комплекса, $\varepsilon_3 D_3 pr$: 4 — плагиосиенит-порфиры (калиево-натриевого типа, умеренно-щелочные), 5 — сиенит-порфиры (калиевого типа, умеренно-щелочные), 6 — бостониты (калиевый тип, щелочные), 7 — лампрофиры — минетты (средние, калиевого типа, щелочные); 8 — субвулканические породы лоевского комплекса, $\omega D_3 lv$ (высокотитанистые нефелиниты калиевого типа, щелочные) и эффузивные породы шарпиловской свиты, $D_3 shr$; 9 — туфы ультраосновного состава псаммитовые; 10 — ксенотуфы смешанного состава псефитовые; 11 — лавобрекчии; 12 — магматические брекчии; 13 — гранитоиды копаньского комплекса, $\gamma PR_1 kr$; 14 — кора выветривания на гранитах; 15 — глины; 16 — алевролиты; 17 — песчаники; 18 — мергели; 19 — доломиты; 20 — сульфаты; 21–23 — минерализация: 21 — флюоритовая; 22 — сульфидная; 23 — карбонатная; 24, 25 — точки отбора палеонтологических проб (24) и проб на U–Pb датирование (25), глубина, м. (*) — предположительно по каротажу (интервал без отбора керна). Сокращения: к/з — крупнозернистые, ср/з — среднезернистые, м/з — мелкозернистые; м-ср/з — мелко-среднезернистые, м-т/з — мелко-тонкозернистые; р/з — разнотоннозернистые; мк/кр — микрокристаллические; у/о — ультраосновной.



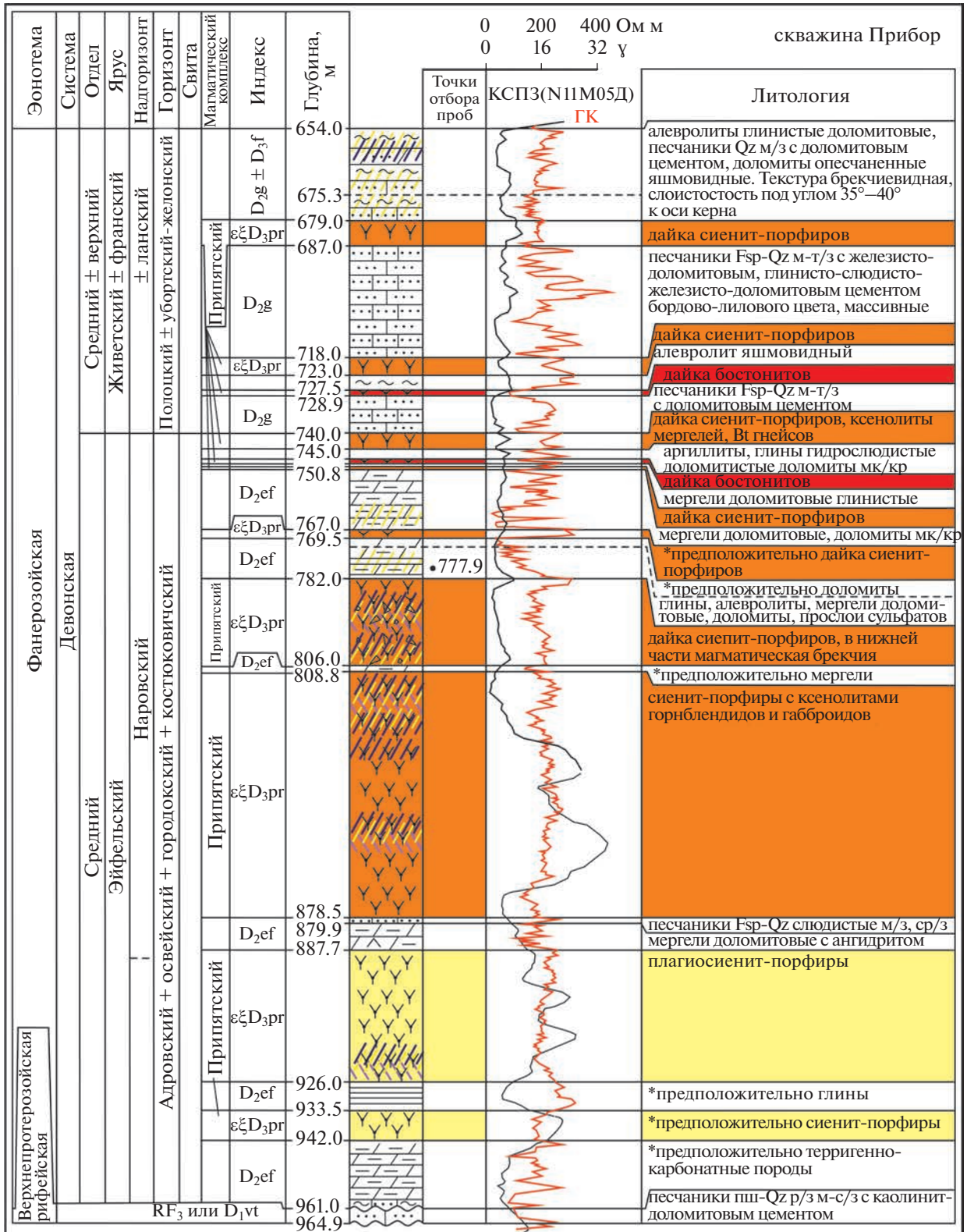


Рис. 2. Продолжение.

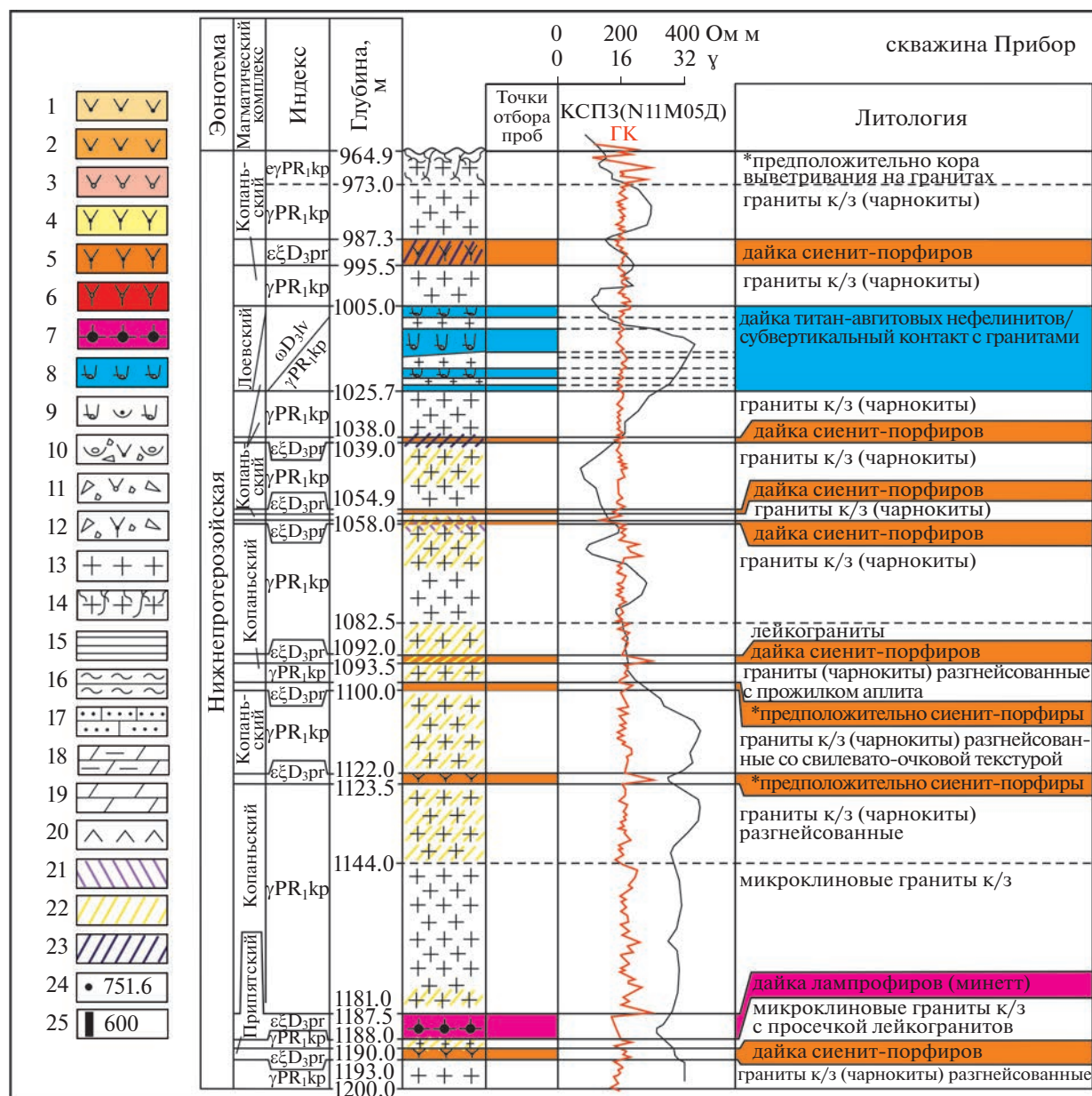


Рис. 2. Окончание.

indet. (рис. 3). Фрагментарность и плохое качество сохранности остатков не позволяют выполнить более точное их определение, поэтому названия таксонов приведены в открытой номенклатуре. Данные таксоны имеют широкий стратиграфический диапазон распространения. На территории Беларуси находки остатков голонематид известны в отложениях как среднего, так и верхнего девона, а остатки эвартродирных плакодерм установлены от верхнеэмских отложений до фаменских (Плакс, 2008; Плакс, 2015, 2017).

Скважина Прибор пробурена практически в центре крупного полифазного батолита копань-

ского комплекса раннего протерозоя и вскрыла граниты-чарнокиты (Толкачикова и др., 2019), участками интенсивно разгнейсованные, с прожилками аплита и интенсивной сульфидной минерализацией, микроклиновые граниты и лейкограниты.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАХИАНДЕЗИТОВ

Геологическая позиция. Трахиандезиты встречаются в разрезе скв. Прибор на глубине 590.0–654.0 м (мощность 64.0 м) под вулканогенной толщей васильевской свиты. Непосредственно на границе толщи и тела трахиандезитов находится

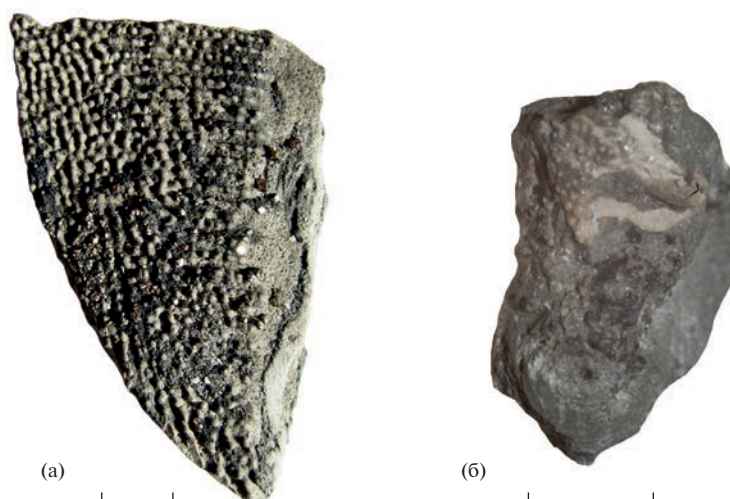


Рис. 3. Остатки ихтиофауны (плакодерм) из среднедевонских отложений скв. Прибор.

а — *Holonematidae* gen. indet., экз. № 119/1-1, скв. Прибор, гл. 777.9 м; фрагмент пластинки, по всей видимости, *posterior ventro-laterale* (PVL), вид снаружи, длина масштабной линейки 5 мм; б — *Euarthrodira* indet., экз. № 119/2-1, скв. Прибор, гл. 777.9 м; фрагмент неопределимой пластинки в породе, вид снаружи, длина масштабной линейки 2 мм, предположительно эйфельский ярус.

Рис. 4. Фотографии трахиандезитов скв. Прибор.

а — трахиандезит с ксенолитами сиенит-порфира (справа) и гнейса (слева), глубина 601.0 м; б — незональный вкрапленник (мегакрист) магнезиальной роговой обманки в трахиандезите, шашка с эпоксидной смолой, показан профиль точек замеров микрозонда, глубина 636.7 м; в—д — фотографии петрографических шлифов в проходящем свете: в — в центре шлифа незональный вкрапленник магнезиальной Hbl со следами резорбции, в верхнем правом секторе — зональные микровкрапленники железистой Hbl, глубина 601.0 м; г — вверху справа зональный вкрапленник авгита с пойкилитовыми включениями сфена и титаномagnetита, внизу справа вкрапленник Hbl с железистым ядром со следами резорбции, магнезиальной светлой промежуточной зоной и железистой каймой, глубина 636.0 м; д — в центре шлифа скопление микровкрапленников сфена в ассоциации с зональными вкрапленниками авгита и железистой Hbl, глубина 607.0 м; е — предполагаемый порядок кристаллизации минералов.

дайка нефелинитов лоевского комплекса с резкими границами и выраженными зонами эндоконтакта (закалки) мощностью около 0.1 м. В зоне контакта породы трещиноваты и пронизаны нитевидными прожилками и гнездами карбонатного состава. Трахиандезиты подстилаются нерасчлененными карбонатно-терригенными отложениями полоцкого горизонта среднего девона и ланского надгоризонта среднего—верхнего девона, при этом зона контакта пройдена без отбора керна. Трахиандезиты имеют свежий облик в отличие от вышележащих потоков банакитов и фолонитов, которые в силу подводного характера вулканических излияний в различной степени карбонатизированы.

Петрография и состав минералов. Макроскопические трахиандезиты окрашены в темный коричневатый-серый цвет, массивные, вкрапленники составляют 25–30% от объема породы (рис. 4а). Структура основной массы микролитовая, гиалопилитовая. Состав трахиандезитов: 10% роговая обманка (вкрапленники и основная масса); 25% авгит и эгирин-авгит (вкрапленники и основная масса); 15% олигоклаз-андезин (An_{10-38} ,¹ вкрап-

ленники), 15% альбит-олигоклаз (An_{1-10} , основная масса); 25–30% анортоклаз (вкрапленники и основная масса); до 3–5% калиевый полевой шпат (основная масса); 4–6% титаномagnetит, хромистый титаномagnetит; варьирующее количество вулканического стекла; около 1% титанит (сфен); единичные кристаллы апатита (рис. 4в–4д).

¹ Принятые сокращения: Ab — альбит; Aeg-Aug — эгирин-авгит; An — анортит; AnO — анортоклаз; Ap — апатит; Aug — авгит; Bt — биотит; Crx — клинопироксен; Fe-Hbl — железистая роговая обманка; Fsp — полевой шпат; Grt — гранат; Hbl — роговая обманка; Kfs — калиевый полевой шпат; Mg-Hbl — магнезиальная роговая обманка; Or — ортоклаз; Qz — кварц; Ti-Mag — титаномagnetит; Ttn (Sph) — титанит (сфен); REE — редкоземельные элементы; HFSE — высокозарядные элементы; LILE — крупноионные литофильные элементы; La_n , Yb_n , Gd_n — содержание элементов в породе, нормализованное к их содержанию в примитивной мантии; $\#Ca = CaO/(CaO + Al_2O_3)$ — кальциевоcть; $\#Mg = MgO/(MgO + FeO)$ — магнезиальность; FeO_t — суммарное содержание Fe_2O_3 и FeO в пересчете на FeO; Fe_2O_{3t} — суммарное содержание Fe_2O_3 и FeO в пересчете на Fe_2O_3 ; R — коэффициент корреляции; СКВО — среднее квадратичное отклонение.

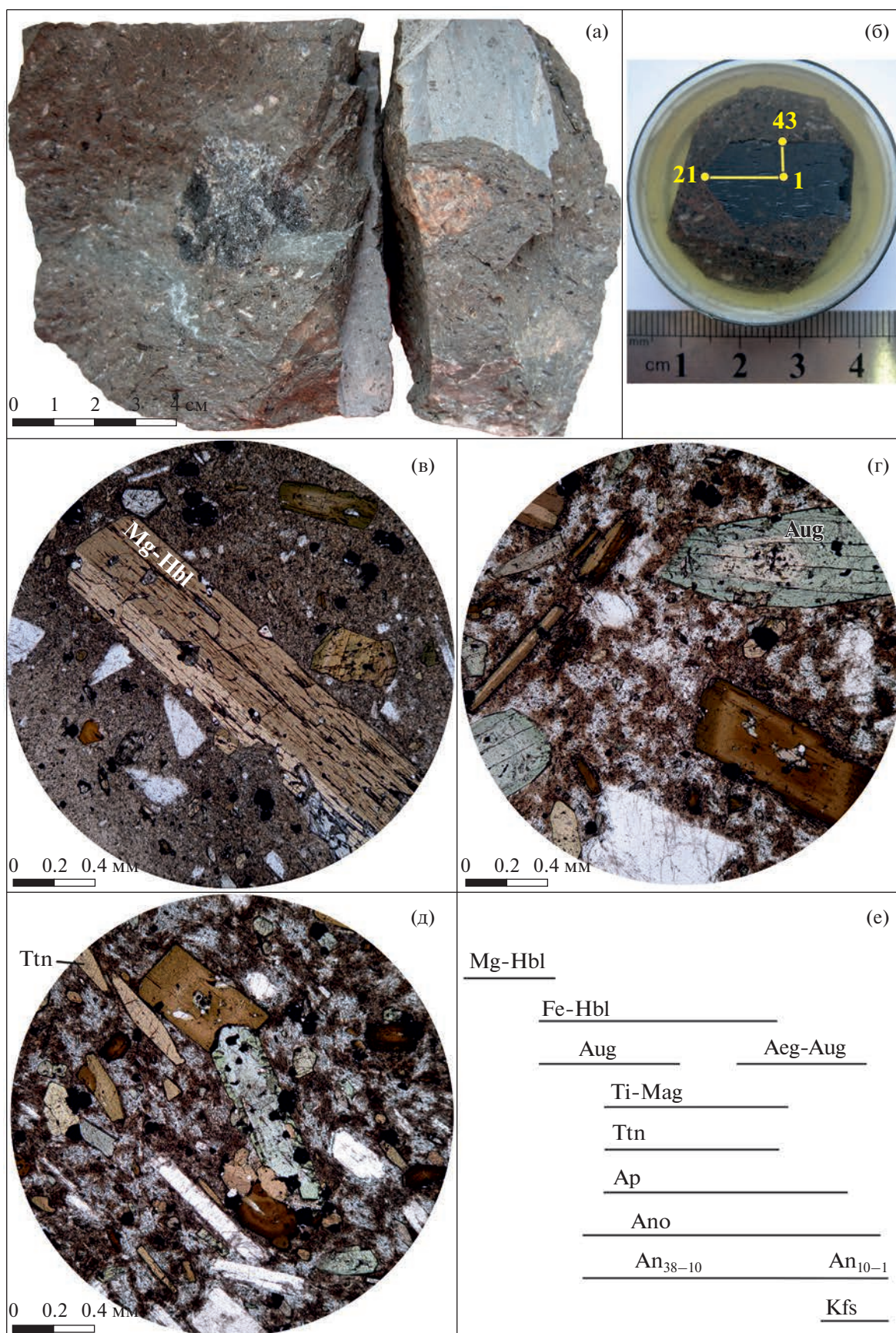


Таблица 1. Химический состав амфиболов и пироксенов из трахиандезитов скв. Прибор

Проба	605.0 м										636.5 м									
	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aug	Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aeg- Aug	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug	Aug
Размер зерна, мм	0.5 × 0.8										0.7 × 0.5									
	к	пз	ц	ц	5-5	5-6	5-7	ц	ц	5-10	5-15	ц	ц	0.2 × 0.1 ×	0.4 × 0.5					0.04 × 0.05
№ точки	5-1	5-2	5-3	5-4	5-5	5-6	5-7	ц	ц	5-10	5-15	ц	ц	0.2 × 0.1 ×	7-4	7-5	8-2	8-3	8-4	9
SiO ₂	47.41	52.20	50.95	50.50	57.46	55.20	49.13	48.24	50.66	48.24	50.66	50.26	49.65	56.53	47.45	56.53	47.45	44.20	50.60	49.40
TiO ₂	—	0.72	0.61	—	—	—	0.76	0.53	0.38	0.53	0.38	0.67	0.51	—	0.88	—	0.88	1.34	1.00	0.56
Al ₂ O ₃	10.53	12.15	10.06	11.25	1.67	3.56	10.68	9.09	10.42	9.09	10.42	10.38	12.15	1.12	9.71	1.12	9.71	9.25	8.79	12.28
FeO _t	14.92	10.77	10.87	11.73	9.25	10.55	14.26	14.90	12.94	14.90	12.94	12.44	9.64	9.69	15.53	9.69	15.53	16.49	15.22	10.67
MnO	0.59	0.34	0.14	0.27	0.70	0.91	0.54	0.47	0.83	0.47	0.83	0.68	0.38	0.36	0.81	0.36	0.81	0.70	0.35	0.28
MgO	11.49	11.42	14.47	13.56	12.47	10.85	11.64	12.85	12.84	12.85	12.84	12.43	13.98	12.78	11.45	12.78	11.45	12.38	12.76	13.12
CaO	10.45	7.16	8.32	8.45	16.83	17.79	9.87	10.37	8.77	10.37	8.77	7.63	8.73	18.54	10.36	18.54	10.36	10.68	5.03	8.50
K ₂ O	0.90	1.84	0.48	0.42	0.21	0.07	0.75	0.73	0.37	0.73	0.37	0.79	0.31	—	1.10	—	1.10	2.01	0.49	0.68
Na ₂ O	2.75	3.09	3.86	3.26	1.11	0.87	2.37	2.74	2.41	2.74	2.41	4.20	4.35	0.97	2.75	0.97	2.75	2.96	5.77	4.51
Сумма	99.04	99.69	99.76	99.44	99.70	99.80	100.00	99.92	99.62	99.92	99.62	99.48	99.70	99.99	100.04	99.99	100.04	100.01	100.01	100.00
#Mg	0.44	0.51	0.57	0.54	0.57	0.51	0.45	0.46	0.50	0.46	0.50	0.50	0.59	0.57	0.42	0.59	0.42	0.43	0.46	0.55
#Ca	0.50	0.37	0.45	0.43	0.91	0.83	0.48	0.53	0.46	0.53	0.46	0.42	0.42	0.94	0.52	0.94	0.52	0.54	0.36	0.41
Проба	605.0 м										611.0 м									
Размер зерна, мм	0.5 × 0.2										1 × 1.5									
	к	к	ц	пз	пз	пз	ц	ц	пз	пз	пз	к	ц	ц	ц	ц	ц	ц	пз	пз
№ точки	3-1	3-2	3-3	4-4	10-2	1	2	ц	пз	3	4	6	7	8	9	9	9	1	2	3
SiO ₂	40.30	40.59	38.48	44.87	41.58	36.98	38.78	44.41	42.13	44.41	42.13	38.55	40.76	41.72	38.05	41.72	38.05	47.01	47.00	45.85
TiO ₂	5.26	5.21	4.52	3.77	3.03	4.00	3.66	4.18	3.32	4.18	3.32	3.13	3.76	4.12	3.86	4.12	3.86	2.53	3.00	3.25
Al ₂ O ₃	10.17	9.93	10.52	11.40	11.71	10.24	11.38	11.27	9.85	11.27	9.85	10.60	10.73	10.15	10.41	10.15	10.41	11.87	11.21	10.53
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	1.42	—	0.32	0.21	0.32	0.21	0.65	—	1.31	—	1.31	—	0.16	0.17	0.38
FeO	20.01	19.48	22.63	19.04	21.74	20.46	20.41	13.24	13.22	13.24	13.22	22.42	17.21	15.76	19.39	15.76	19.39	8.25	11.60	11.57
MnO	0.92	0.66	1.11	0.00	0.36	0.67	0.56	0.58	0.31	0.58	0.31	0.62	0.67	0.16	0.65	0.16	0.65	0.18	0.11	0.54
CoO	0.18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.17	—	—
NiO	0.40	—	0.06	—	—	—	0.11	0.13	—	0.11	—	0.08	—	0.19	—	0.19	—	—	0.41	0.05
MgO	8.06	8.57	7.13	9.16	7.63	6.58	7.82	11.71	11.84	11.71	11.84	6.91	8.61	9.32	6.85	9.32	6.85	14.71	13.14	10.98
CaO	11.81	11.82	11.23	10.29	11.63	9.68	9.41	10.02	10.10	10.02	10.10	9.19	9.83	9.59	9.49	9.59	9.49	8.56	9.57	10.32
BaO	—	—	—	—	—	—	0.75	0.13	0.41	0.75	0.13	—	0.24	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	1.09	1.07	1.20	0.00	0.54	0.87	0.73	1.08	0.87	1.08	0.87	0.95	0.85	0.72	0.94	0.72	0.94	1.03	0.94	1.50
Na ₂ O	1.50	2.53	1.82	0.00	1.66	2.63	2.85	2.54	2.57	2.54	2.57	2.64	2.65	2.17	2.74	2.17	2.74	2.58	2.30	2.32
Сумма	99.70	99.86	98.70	98.53	99.88	93.53	96.46	99.61	94.83	99.61	94.83	95.74	95.31	95.21	92.38	95.21	92.38	97.05	99.45	97.37
#Mg	0.29	0.31	0.24	0.32	0.26	0.24	0.28	0.47	0.47	0.47	0.47	0.24	0.33	0.37	0.26	0.37	0.26	0.64	0.53	0.49

Примечание. ц — центр, пз — промежуточная зона, к — край. Содержания оксидов приведены в мас. %.

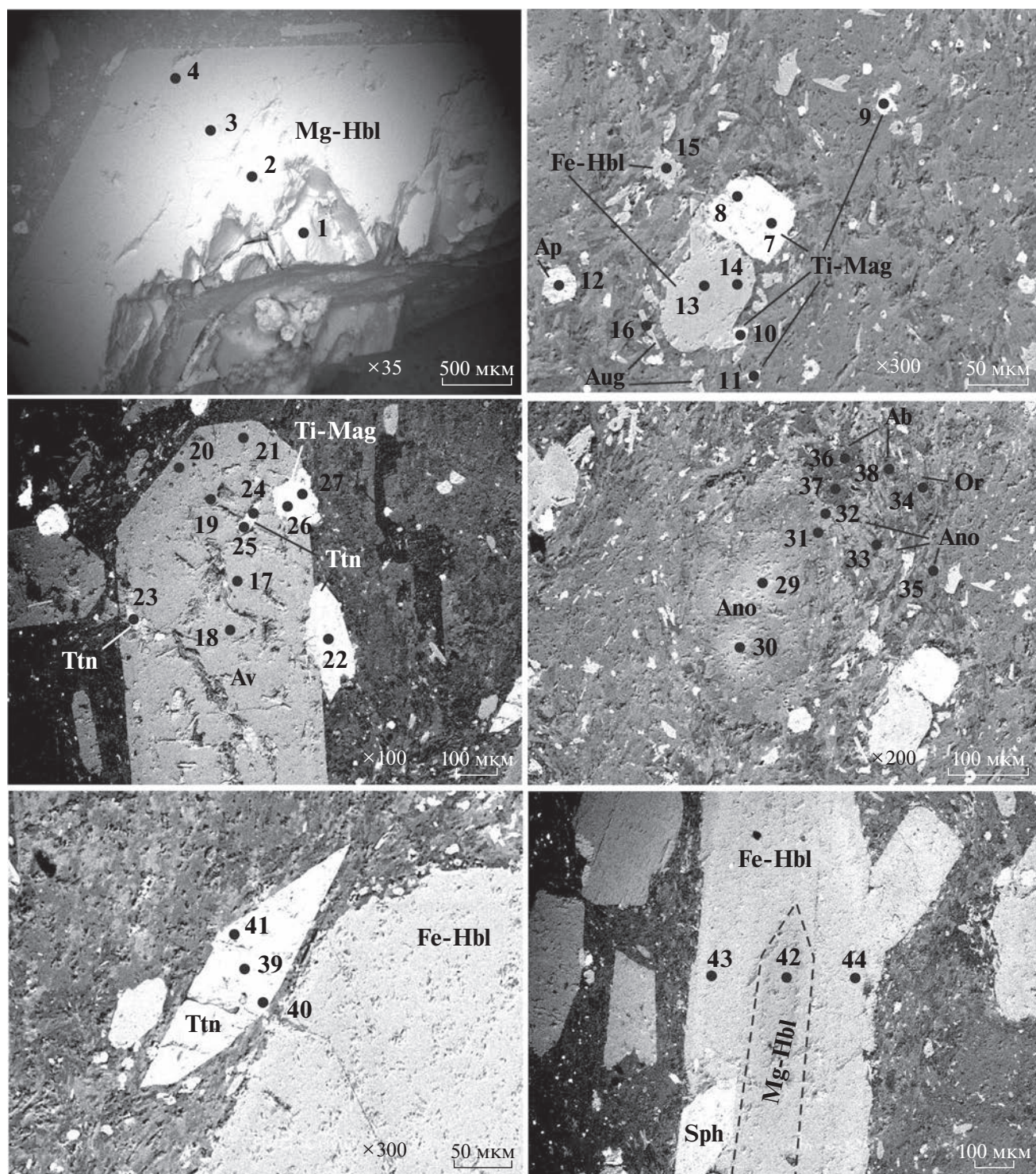


Рис. 5. Электронно-микроскопические фотографии трахиандезитов с точками микрозондового анализа, глубина 636.5 м.

Роговая обманка титанистая ($\text{TiO}_2 = 2.53\text{--}5.21$ мас. %) и имеет две разновидности (табл. 1). Магнезиальная роговая обманка ($\# \text{Mg} = 0.38\text{--}0.64$) образует крупные (до 15×40 мм) незональные без видимых включений зерна удлиненно-

призматической формы, бурого цвета (рис. 4б, 5, 6). Железистая роговая обманка ($\# \text{Mg} = 0.13\text{--}0.26$) представлена зернами короткопризматического габитуса, размером до 1×1.5 мм, насыщенного коричневого цвета, которые иногда образуют

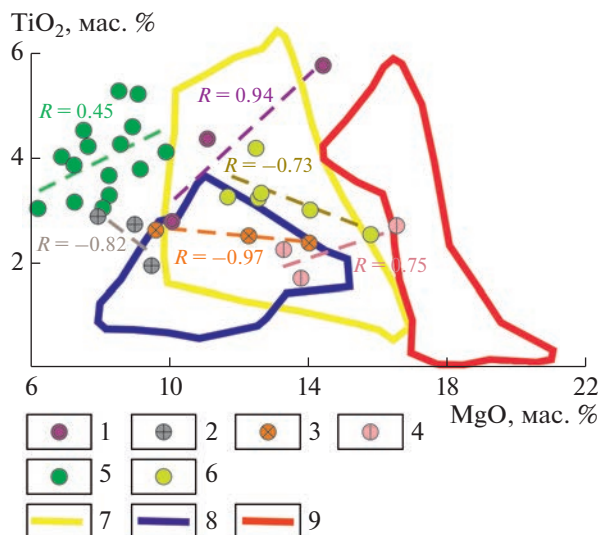


Рис. 6. Вариации MgO и TiO_2 в составе амфиболов из трахиандезитов скважины Прибор и ксенолитов из магматических пород Припятско-Днепровской области магматизма.

1–4 – роговые обманки из ксенолитов (Volkova et al., 2022): 1 – клинопироксенового горнблендита из трахиандезита скв. Уваровичи 105 (припятский комплекс), 2 – амфиболового меланогаббро из трахиандезита скв. Уваровичи 75 (припятский комплекс), 3 – горнблендита из туфа меланефелинита скв. 669 (жлобинский комплекс), 4 – гранат-биотит-клинопироксенового гранулит из туфа мелалейцититов скв. Уваровичи 57д (уваровичский комплекс); 5, 6 – из трахиандезитов скв. Прибор (припятский комплекс): 5 – Fe-Hbl ($\# \text{Mg} = 0.13\text{--}0.37$), 6 – Mg-Hbl ($\# \text{Mg} = 0.38\text{--}0.64$); 7–9 – поля составов амфибола из разных геодинамических обстановок (Volkova et al., 2022): 7 – нижняя кора, внутриплитная обстановка, 8 – нижняя кора, надсубдукционная обстановка, 9 – мантия. R – коэффициент корреляции.

скопления – нодулы размером до первых сантиметров. Зерна Fe-Hbl содержат пойкилитовые включения сфена, апатита, титаномагнетита и проявляют прямую зональность – от центра к краю увеличивается содержание титана (TiO_2 от 2.53 до 5.26 мас. %) и железа (FeO от 10.9 до 24.46 мас. %) и уменьшается содержание магния (MgO от 13.14 до 5.94 мас. %), что отражено в увеличении интенсивности ее окраски в проходящем свете. Также встречаются зерна с ядрами Mg-Hbl и каймами Fe-Hbl; с ядрами Fe-Hbl, промежуточной зоной Mg-Hbl и железистой каймой. Как магнезиальная, так и железистая Hbl, помимо зерен с четкими кристаллографическими очертаниями, образуют зерна со следами резорбции, в том числе ядерных частей (табл. 1, рис. 4–6).

Клинопироксен представлен двумя генерациями: более ранним субкальциевым авгитом (15%) ($\text{Na}_2\text{O} = 0.15\text{--}1.25$ мас. %; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2.80\text{--}4.77$ мас. %) и более поздним эгирин-авгитом (10%) ($\text{Na}_2\text{O} = 1.57\text{--}5.77$ мас. %; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4.60\text{--}12.28$ мас. %)

(табл. 1, рис. 7а, 7б). Авгит образует зерна удлиненно-призматического габитуса размером от 0.005×0.04 до 0.5×1.5 мм. Крупные зерна имеют нормальную зональность – от центра к краю увеличивается содержание титана (от 0.65 до 1.80 мас. % TiO_2) и натрия (от 0.16 до 1.39 мас. % Na_2O) и уменьшается содержание магния (от 8.3 до 6.64 мас. % MgO). В краевых зонах отмечены пойкилитовые включения сфена, апатита, титаномагнетита. Эгирин-авгит присутствует в виде короткопризматических зерен размером в среднем 0.05×0.1 мм, иногда до 0.5×0.8 мм. В таких зернах проявлена зональность с уменьшением в краевых частях содержания натрия (от 5.77 до 2.75 мас. % Na_2O) и магния (от 13.14 до 5.94 мас. % MgO) и увеличением содержания железа (от 9.25 до 16.49 мас. % FeO). Характерна тесная минеральная ассоциация эгирин-авгита с апатитом, титаномагнетитом и некрупными зернами роговой обманки (рис. 4г, 4д, 5).

Вкрапленники полевых шпатов таблитчатой формы размером до 1×3 мм представлены в основном олигоклазом-андезином $\text{An}_{10\text{--}38}$ в виде зерен с нормальной зональностью, реже – анортоклазом, для которого характерна буроватая окраска в проходящем свете. В основной массе породы преобладают зерна An_0 размером в среднем 0.01×0.03 мм, в меньшем количестве присутствуют микролиты бесцветного альбита-олигоклаза $\text{An}_{1\text{--}10}$ размером около 0.02×0.05 мм и незначительно – калиевого полевого шпата размером 0.002×0.01 мм (рис. 4в–4д, 5, 7в).

Титаномагнетит равномерно распределен в объеме породы в виде мелких зерен изометричной формы с ромбическими и октаэдрическими сечениями, размером от 0.002 мм в диаметре, достигающих иногда размера микровкрапленников 0.1×0.3 мм. Титаномагнетит (8.27–12.52 мас. % TiO_2) может содержать примесь ванадия (до 1.19 мас. % V_2O_5) и хрома (до 4.96 мас. % Cr_2O_3). В наиболее крупных зернах отмечается зональность: в центре минерал содержит больше ванадия и титана, в краевых зонах – больше марганца и железа (рис. 4в, 4д, 5, 7г).

Титанит (сфен) образует удлиненные зерна коричневого цвета с заметно проявленными гранями {111}. Титанит также встречается в виде включений в Fe-Hbl и Aug. Размер зерен варьирует от 0.02 до 0.5 мм. Для микровкрапленников титанита характерна зональность, связанная с увеличением от центра к краю зерна содержания титана (от 29.31 до 34.72 мас. % TiO_2), железа (от 1.39 до 2.27 мас. % FeO) и натрия (от 0.26 до 1.52 мас. % Na_2O) и уменьшением – кремнезема (от 41.87 до 35.07 мас. % SiO_2) и алюминия (от 2.96 до 1.52 мас. % Al_2O_3). Минерал содержит до 3.08 мас. % SrO , до 1 мас. % Nb_2O_5 , до 3.05 мас. % Y_2O_3 (табл. 2).

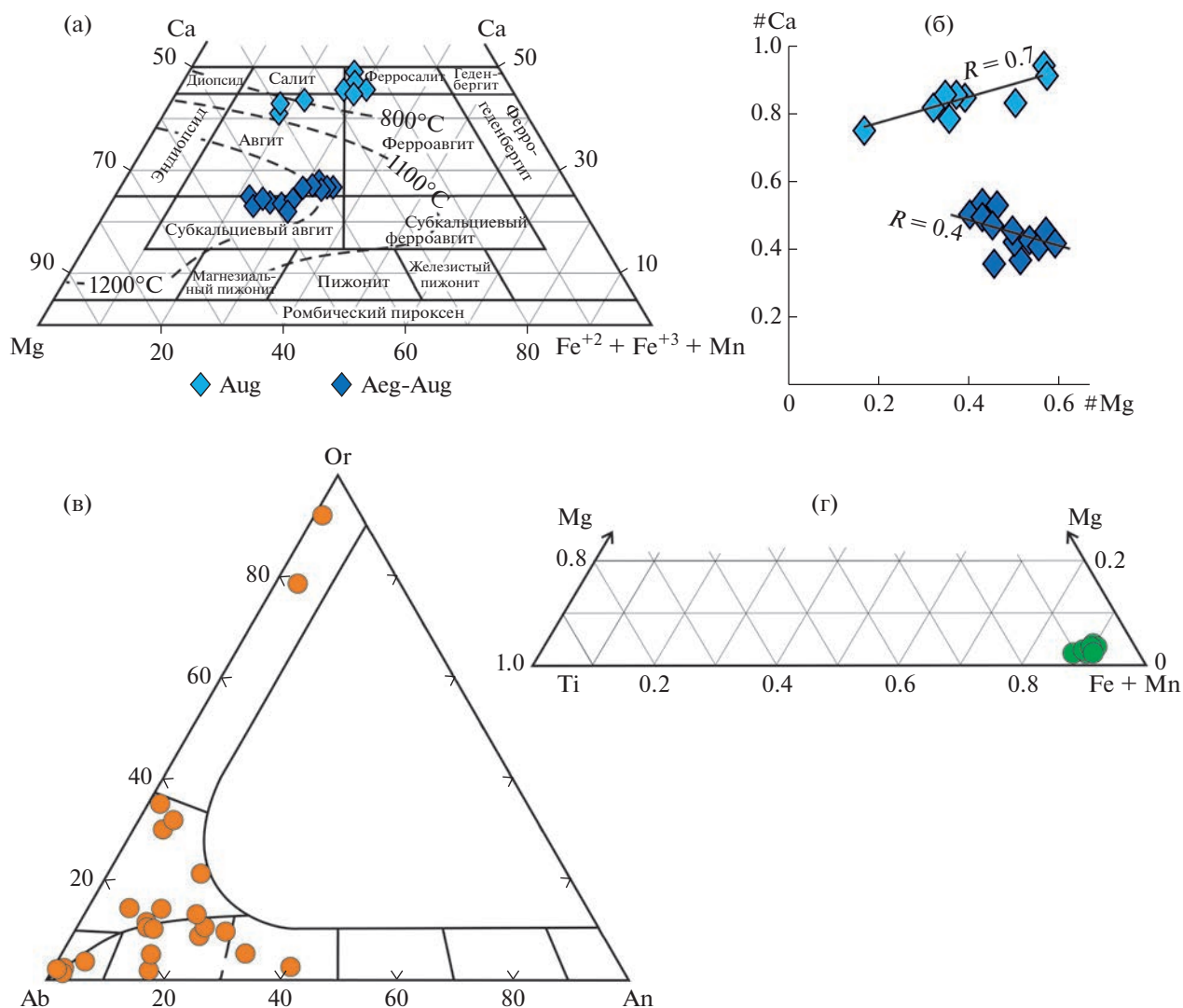


Рис. 7. Диаграммы составов минералов из трахиандезитов скважины Прибор.

а – клинопироксены в координатах Ca–Mg–(Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn), ат. % (по Дир и др., 1965–1966; Lindsley, 1983); б – клинопироксены в координатах #Ca–#Mg (по Нестеренко, Арискин, 1993); в – полевые шпаты в координатах Ab–Or–An, мол. %; г – титаномagnetит в координатах Mg–Ti–(Fe + Mn), ат. %.

В центральной части тела трахиандезитов в незначительном объеме проявлена прожилково-вкрапленная пневматолитовая минерализация флюорит-карбонатного (доломит, кальцит), фторрапатит-пирит-флюорит-карбонатного состава.

Геохимия пород. Составы пород приведены в табл. 3. Трахиандезиты относятся к умеренно-щелочным породам (Na₂O + K₂O = 10.23–11.28 мас. %) с калиево-натриевым типом щелочности (Na₂O/K₂O = 1.64–2.37). При пересчете химических анализов пород на 100% на диаграмме TAS поле их состава находится на границе с областью тефрифонолитов (рис. 8а), что отражено в присутствии Aeg-Aug в их составе. Породы отличаются низкими содержаниями переходных металлов: содер-

жания Cr не превышают 9.0 мкг/г, содержания Ni – 9.2 мкг/г. Породы обеднены Cu (до 30.2 мкг/г), но обогащены Zn (до 175 мкг/г). Они умеренно для щелочных пород обогащены Sr и Ba (до 1775 и 1718 мкг/г соответственно). Для распределения HFSE характерно сильное обогащение Nb (до 128 мкг/г) и незначительное – Zr (до 395 мкг/г). На мультиэлементной диаграмме относительно состава примитивной мантии трахиандезиты обогащены LILE и HFSE, но при этом наблюдаются отрицательные аномалии K, P, Ti, а также Zr относительно Sm (рис. 8в). Суммарное содержание REE в трахиандезитах составляет 343–438 мкг/г, они имеют высокую степень фракционирования ((La/Yb)_n = 30.5–32.08), более выраженную в области легких REE ((La/Sm)_n = 6.33–6.63), чем в

Таблица 2. Химический состав титанита из трахиандезитов скв. Прибор

Размер зерна, мм	0.1 × 0.2	0.05 × 0.05	0.05 × 0.05		0.05 × 0.2		
	ц	ц	ц	ц	ц	к	к
№ точки	22	23	24	25	39	40	41
SiO ₂	39.53	31.95	35.67	36.06	41.87	34.43	35.07
TiO ₂	29.32	32.62	31.56	29.41	29.31	34.34	34.72
Al ₂ O ₃	2.32	1.37	2.39	2.46	2.96	1.79	1.52
Cr ₂ O ₃	—	0.21	—	—	0.48	—	—
FeO _t	1.60	2.63	3.03	2.37	1.39	2.14	2.27
MnO	0.36	0.13	0.04	0.32	—	0.38	0.38
V ₂ O ₅	0.53	1.45	1.76	0.61	—	0.57	0.96
MgO	—	—	0.19	0.18	0.49	—	—
CaO	20.37	22.38	22.73	21.73	22.18	22.77	22.96
K ₂ O	—	—	0.13	0.12	0.19	—	0.19
Na ₂ O	—	—	2.5	0.70	0.26	0.16	1.52
P ₂ O ₅	—	0.9	—	0.51	0.44	0.31	0.04
SrO	3.08	2.75	—	2.99	—	1.86	—
Y ₂ O ₃	1.89	3.05	—	2.56	—	1.18	0.35
Nb ₂ O ₅	1.00	0.55	—	—	0.42	0.07	—
Cs ₂ O	—	—	—	—	—	—	1.55
Сумма	100.00	99.99	100.00	100.02	99.99	100.00	101.53

Примечание. ц — центр, к — край. Содержания оксидов приведены в мас. %.

области тяжелых REE ((Gd/Yb)_n = 2.47–2.55), при этом Eu-аномалия отсутствует (рис. 8б, 8в).

U–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТИТАНИТА

Геохронологические U–Pb (ID-TIMS) исследования проведены для двух микронавесок титанита (табл. 4). Содержание урана в титаните достигает 6.2 мкг/г, доля обыкновенного свинца (Pb_c/Pb_t) меняется в пределах 0.30–0.31. Точки изотопного состава титанита располагаются на конкордии (рис. 9) Среднее значение возраста (²⁰⁶Pb/²³⁸U) соответствует 364 ± 1 млн лет (СКВО = 0.84).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Распространение трахиандезитов в Припятско-Днепропетровской области. Трахиандезиты имеют широкое распространение в Припятско-Днепропетровской области магматизма. Их тела мощностью до 350 м вскрыты рядом скважин в Припятском прогибе и на Гомельской структурной перемычке на разных стратиграфических уровнях платформенного чехла от среднего девона до нижнего фамена верхнего девона (скв. Уваровичи 65, 68, 72, 74, 74а, 105, 148, Александровская 6, Борщевская 14 и др.)

(рис. 1). На Гомельской структурной перемычке (район г. Гомель–п. Урицкое–д. Азделино) по результатам геофизических исследований (гравитразведка, магниторазведка, сейсморазведка) и по данным многочисленных неглубоких скважин, пробуренных в целях поисков алмазов в 2001–2007 гг. Слуцкой ГРЭ, а также параметрической скв. Прибор установлено крупное округлое в плане тело (лакколит?) трахиандезитов диаметром около 15 км. В приподнятой части перемычки оно залегает под мезозойскими отложениями на глубине около 300 м, в опущенной — под вулканогенной толщей васьковской свиты на глубине около 600 м. Свежий облик пород, морфология тел и положение на разных стратиграфических уровнях предполагают их субвулканическое происхождение.

Последовательность кристаллизации минералов трахиандезитов. Крупные размеры незональных мегакристов магнетиальной Mg-Hbl и отсутствие в них включений указывают на интрателлурическую природу кристаллов при длительном пребывании в неизменяющихся условиях. Состав Mg-Hbl близок составу амфибола в ксенолите горнблендита из туфа меланефелинита жлобинского комплекса (Volkova et al., 2022). Для мегакристов Mg-Hbl характерна прямая корреляционная зависимость содержания титана и магния, точки их составов

Таблица 3. Химический состав трахиандезитов скв. Прибор

Глубина, м	601	602	605	607	609	610	611	617	636
мас. %									
SiO ₂	52.78	53.55	53.81	54.00	53.56	52.20	53.68	52.99	54.02
TiO ₂	1.41	1.38	1.38	1.41	1.35	1.39	1.40	1.45	1.40
Al ₂ O ₃	17.33	17.32	17.54	17.56	17.46	17.20	17.31	17.52	17.46
Fe ₂ O _{3t}	7.42	7.54	7.45	7.61	7.40	7.38	7.65	7.61	7.67
CaO	4.21	4.42	4.33	4.53	3.83	3.57	4.51	4.66	4.45
MgO	1.82	1.85	1.76	1.72	2.17	2.90	1.73	1.79	1.68
MnO	0.17	0.18	0.17	0.18	0.17	0.15	0.17	0.18	0.18
K ₂ O	3.91	3.25	3.19	3.11	3.58	4.12	3.09	3.51	3.26
Na ₂ O	6.42	7.05	7.27	7.29	6.85	5.68	7.33	7.30	7.12
P ₂ O ₅	0.35	0.36	0.35	0.36	0.35	0.36	0.37	0.36	0.37
П.п.п	3.70	2.62	2.29	1.76	2.82	4.58	2.30	2.14	1.91
Сумма	95.82	96.90	97.25	97.77	96.72	94.95	97.24	97.37	97.61
мкг/г									
Li		34.2				71.8		39.1	
Be		6.13				6.25		6.63	
Sc		3.21				5.33		3.88	
V		112				100		107	
Cr		8.20				9.00		6.61	
Co		10.7				10.9		10.4	
Ni		9.06				8.23		9.16	
Cu		29.3				30.2		29.3	
Zn		117				174		127	
Ga		25.1				25.8		27.0	
Rb		54.2				65.2		50.7	
Sr		1590				1551		1775	
Mo		3.45				3.31		3.74	
Cs		1.79				1.39		1.38	
Ba		1562				1695		1718	
Y		24.9				28.0		28.2	
Zr		364				374		395	
Nb		113				116		127	
La		103				107		110	
Ce		182				191		198	
Pr		17.4				18.6		20.1	
Nd		64.6				69.0		72.6	
Sm		10.1				10.8		11.3	
Eu		2.90				3.06		3.18	
Gd		7.11				7.64		7.89	
Tb		1.00				1.10		1.13	
Dy		5.32				5.79		6.10	
Ho		0.93				1.00		1.05	
Er		2.62				2.83		2.93	
Tm		0.34				0.37		0.40	
Yb		2.31				2.51		2.64	
Lu		0.32				0.36		0.36	
Hf		8.70				9.16		9.78	
Ta		5.53				5.87		6.49	
W		1.40				1.04		1.73	
Pb		20.9				44.6		22.5	
Th		12.5				15.3		13.2	
U		3.21				3.33		3.66	

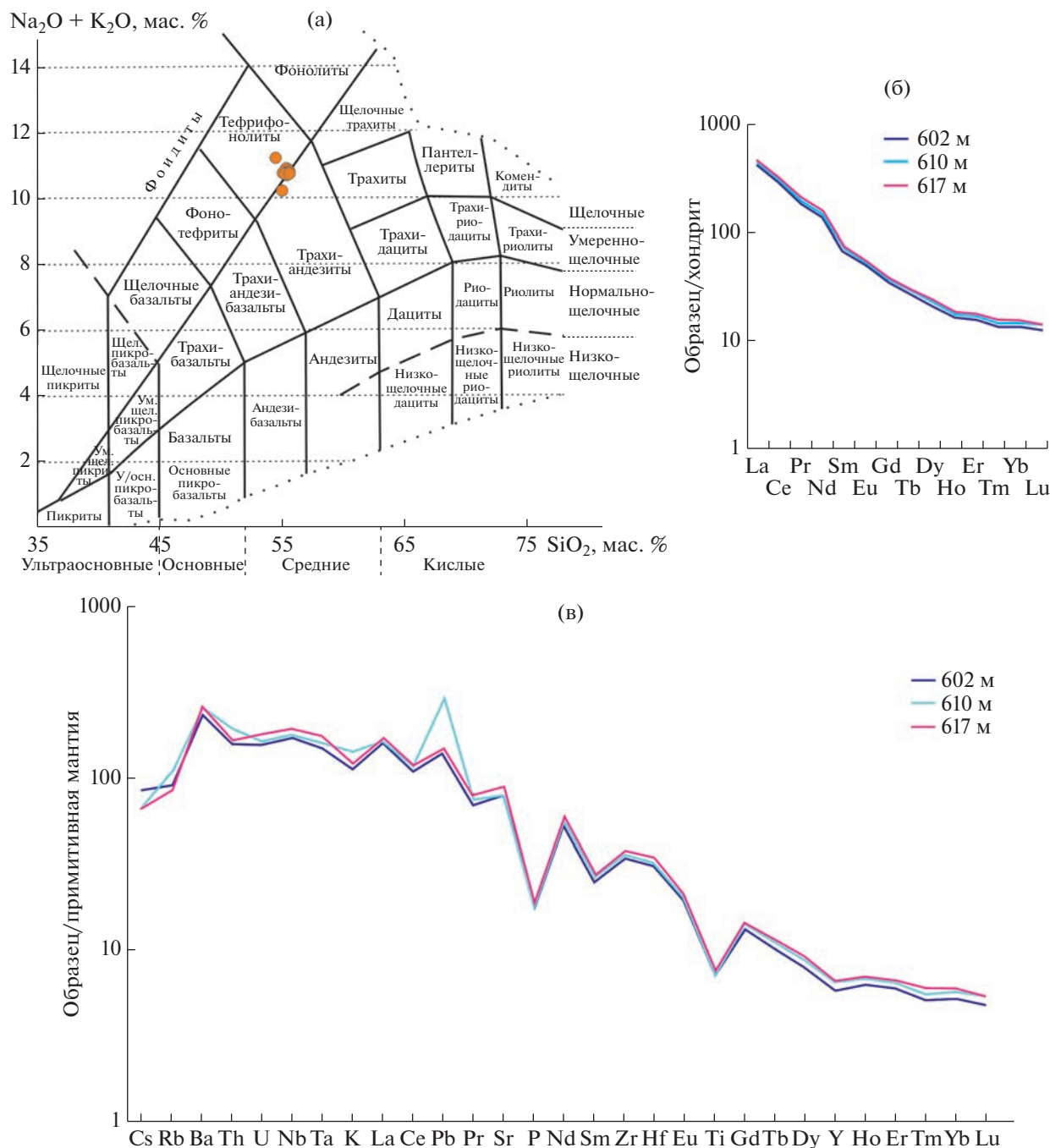


Рис. 8. Химический состав трахиандезитов скважины Прибор на диаграмме SiO₂–(Na₂O + K₂O), мас. % (TAS) (а); на спайдерграмме REE (б), на мультиэлементной диаграмме (в). Составы примитивной мантии и хондрита приведены по (Sun, McDonough, 1989).

ложатся в поле амфиболов из нижней коры внут-риплитных геодинамических обстановок (рис. 6). По данным (Volkova et al., 2022), модельный микроэлементный состав расплава, равновесного с амфиболом горнблендита из туфов жлобинского комплекса, имеет значительное сходство с составом меланефелинитов этого комплекса, что дает основание предполагать, что горнблендит может

представлять собой кумулат девонской ультраос-новной щелочной магмы.

Для вкрапленников железистой Fe-Hbl, на-против, характерна прямая зональность и пойки-литовые включения минералов из основной мас-сы породы, что говорит об образовании зерен из остаточного расплава, изменяющего свой состав по мере последовательной кристаллизации поро-дообразующих минералов при его остывании.

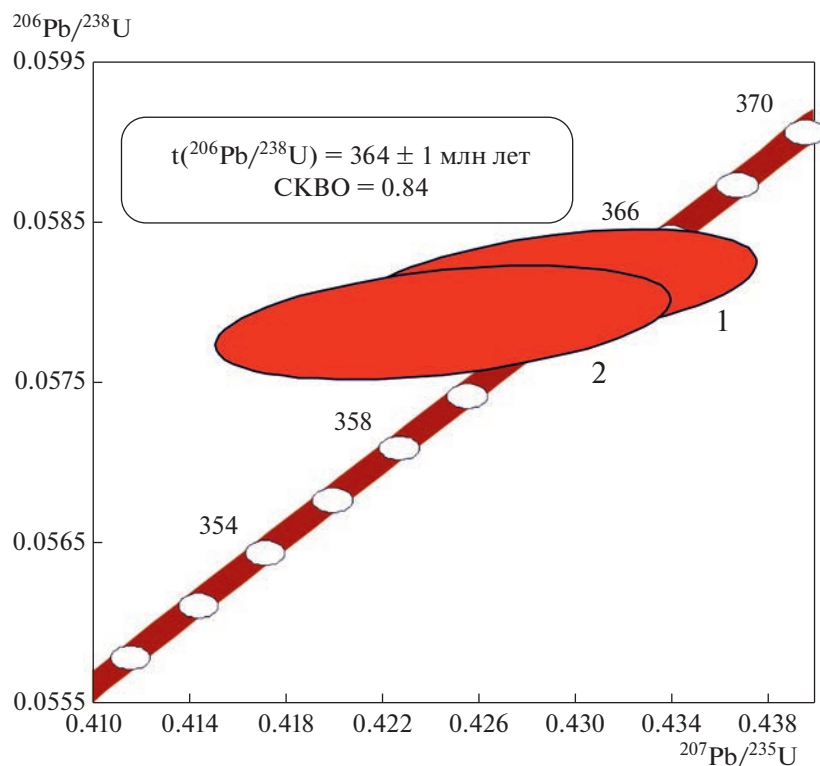


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для титанита из трахиандезитов скважины Прибор, глубина 600–611 м.

Состав Fe-Hbl схож с составом амфибола из ксенолита клинопироксенового горнблендита из аналогичного трахиандезита скважины Уваровичи 105 (Volkova et al., 2022) (рис. 6). Для Fe-Hbl характерна обратная корреляционная зависимость содержания титана и магния, содержание MgO в их составе незначительно, а фигуративные точки состава выходят за пределы полей амфиболов из нижней коры. Модельные расплавы, равновесные с амфиболами клинопироксенового горнблендита, близки по микроэлементному составу со средними породами припятского комплекса, поэтому ксенолиты клинопироксенового горнблендита могут являться захваченным кумулюсом расплавов этих же пород (Volkova et al., 2022).

Таким образом, можно предполагать, что мегакристы Mg-Hbl кристаллизовались из ранних порций расплава щелочного ультраосновного состава на уровне нижней коры и впоследствии были захвачены трахиандезитовой магмой, а зерна Fe-Hbl кристаллизовались из менее глубинного расплава среднего состава. В коровой магматической камере по мере продвижения магмы к поверхности происходило фракционирование щелочного ультраосновного расплава с отделением в кристаллическую фазу оливина, шпинели и Mg-Hbl. Также можно предположить смешение магматического расплава с кислыми выплавками из средней коры и последующее формирование гибридного трахиандезитового расплава, из которого

Таблица 4. Результаты U–Pb изотопных исследований титанита из трахиандезитов скв. Прибор, глубина 600–611 м

Номер п/п	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pb _c /Pb _t	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	0.85	1.62	5.65	0.31	51.2	0.0535 ± 8	2.8820 ± 1	0.4291 ± 68	0.0581 ± 2	0.43	362 ± 6	364 ± 1	352 ± 33
2	0.74	1.77	6.22	0.30	51.6	0.0532 ± 9	2.8997 ± 1	0.4245 ± 77	0.0579 ± 3	0.40	359 ± 6	363 ± 2	337 ± 38

Примечание. а – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

началась кристаллизация амфибола иного состава — Fe-Hbl. Геохимические метки вклада корового компонента отражены в составе пород положительными аномалиями Pb, значительным фракционированием легких REE и уменьшением фракционирования тяжелых REE (рис. 8б, 8в). В то же время умеренно-щелочной состав трахиандезитов, высокие содержания Nb и HFSE указывают на умеренный коровый вклад.

В процессе подъема магмы в условиях интенсивной конвекции происходила резорбция зерен Hbl и нарастание новых кайм с различными вариантами чередования их составов. Затем расплав пришел в равновесие, и последующая кристаллизация породообразующих минералов происходила последовательно по мере уменьшения температуры и давления (рис. 4е). Вслед за Fe-Hbl начал кристаллизоваться авгит, а затем на завершающем этапе кристаллизации Aug и Fe-Hbl — ассоциация Ttn, Ti-Mag и Ap. Эти минералы формируют сростки и содержатся в пойкилитовых включениях в краевых частях вкрапленников Aug и Fe-Hbl. Из остаточного расплава кристаллизовались полевые шпаты и Aeg-Aug. В пользу последовательной кристаллизации свидетельствуют нормальная зональность зерен плагиоклаза, титанита и клинопироксена, одинаковый химический состав пойкилитовых включений титанита и титаноманнетита с зернами из основной массы породы.

Исходя из четкой петрографической позиции титанита как породообразующего минерала, можно утверждать, что титанит имеет магматическую природу, и время его кристаллизации соответствует этапу консолидации трахиандезита.

Возраст трахиандезитов. Полученное нами значение возраста пород 364 ± 1 млн лет соответствует фаменскому веку позднего девона (от 372.2 ± 1.6 до 358.9 ± 0.4 млн лет; Стратиграфический..., 2019). Оно практически совпадает с возрастом цирконов из тефровых прослоев в осадочных последовательностях Южной Польши (от 363.0 ± 3.5 до 365.6 ± 2.9 млн лет; Piszarszewska et al., 2022). Это подтверждает предположение о том, что источником тефры мог быть магматизм, проявленный в Припятско-Днепровской области.

В настоящее время стратифицированные толщи эффузивных и пирокластических пород среднего состава Припятско-Днепровской области магматизма на Гомельской структурной перемычке и Северо-Припятском плече относятся к верхнефранскому подъярису (урицкая свита — сколодинский и чернинский горизонты), а в Припятском прогибе и Брагинско-Лоевской седловине — к верхнефранскому-нижнефаменскому подъярису (васильевская свита — чернинский и домановичский горизонты) (Кручек, Обуховская, 2005; Обуховская и др., 2007; Стратиграфические..., 2010).

Результаты проведенных исследований показали, что отложения урицкой и васильевской свит представляют собой единую вулканогенную толщу умеренно-щелочных и щелочных средних эффузивов с калиевым типом щелочности и их туфов. При этом их стратиграфическая позиция, вероятно, соответствует чернинскому или сколодинско-чернинскому (?) горизонту, что требует дальнейшего уточнения. Совместно с интрузивными породами среднего состава с калиевым и калиево-натриевым типом щелочности, обильно пронизывающими нижележащий платформенный чехол и кристаллический фундамент территории, эти вулканогенные толщи объединены нами в припятский магматический комплекс, представляющий третью фазу магматизма Припятско-Днепровской области (после жлобинской и уваровичской) (Кузьменкова и др., 2020а, 2020б).

В восточной части Припятского прогиба геологи-нефтяники традиционно выделяют нижнюю и верхнюю вулканогенные толщи позднефранского (евлановско-чернинского) и раннефаменского (елецко-петриковского) возраста, в составе которых присутствуют породы как среднего, так и основного-ультраосновного состава (Старчик и др., 2014). Проведенные нами исследования разрезов скважин Припятского прогиба показали, что нижняя вулканогенная толща представлена васильевской свитой, которая, как и в разрезе скважины Прибор, может содержать субвулканические тела нефелинитов лоевского комплекса. При этом нижняя часть вулканогенной толщи может быть сложена основными породами уваровичского комплекса, как в стратотипическом (!) разрезе васильевской свиты (скв. Борщевская 1р, глубина 2718–3487 м) (Корзун, Махнач, 1977; Стратиграфические..., 2010). Это вносит дополнительную неопределенность и требует уточнения стратиграфической позиции васильевской свиты.

Верхняя вулканогенная толща представлена шарпиловской свитой, в объеме которой преобладают пирокластические породы (Кручек, Обуховская, 2005; Стратиграфические..., 2010). Нами было предложено отнести ультраосновные породы этой свиты и их субвулканические аналоги к лоевскому магматическому комплексу (Кузьменкова и др., 2020а, 2020б). В.Н. Корзун в разрезе скв. Шарпиловская 1р отмечал двухчленное строение верхней вулканогенной толщи и предполагал наличие не одной, а двух дискретных подтолщ — верхней, сложенной потоками нефелинитов и туфами (глубина 1300–1731 м), и нижней, представленной туфами (глубина 1754–2124 м) (Корзун, Махнач, 1977). Наши исследования показали, что двухчленное строение толща имеет также в ряде разрезов других скважин (Александровская 6, Мирная 1, Михальковская 3, Лоевская 2 и др.). При этом верхняя подтолща нефелинитов и их туфов соответствует петриковскому горизонту,

нижняя — туровскому и дроздовскому горизонтам елецкого надгоризонта и сложена туфами среднего состава, литокласты которых представлены измененными трахиандезитами с характерными микровкрапленниками титанита. Возраст пород обоснован палеонтологическими данными для карбонатной части разреза (Пушкин и др., 1995).

Таким образом, наряду с позднефранской (чернинской или сколодинско-чернинской) подфазой магматизма среднего состава с калиевой спецификой, выделена раннефаменная (туровско-дроздовская (елецкая)) подфаза магматизма среднего состава, которая, видимо, имела калиево-натриевую специфику. Елецкий возраст туфов трахиандезитов предполагает близкое время внедрения интрузий этих пород. Полученный нами U—Pb возраст титанита (364 ± 1 млн лет) подтверждает фаменный возраст трахиандезитов. Магматические породы выделенных подфаз имеют значительное геохимическое родство и, очевидно, относятся к единому припятскому комплексу (Кузьменкова и др., 2020а, 2020б).

ВЫВОДЫ

Трахиандезиты припятского комплекса имеют интрузивную природу. Они образуют гипабиссальные тела (предположительно лакколиты) мощностью до 350 м на разных стратиграфических уровнях платформенного чехла от среднего девона до нижнего фамена верхнего девона.

Туфы трахиандезитов установлены в разрезе карбонатной толщи елецкого надгоризонта нижнего фамена на востоке Припятского прогиба.

Минеральный состав трахиандезитов указывает на возможное смешение расплавов при их образовании. Мегакристы магнезиальной роговой обманки образовались из кумулуса щелочной ультраосновной магмы, кристаллизовавшегося на уровне нижней коры, а вкрапленники железистой роговой обманки — из менее глубинного расплава среднего состава. Магма трахиандезитов могла образоваться в коровой магматической камере в результате смешения дериватов ультраосновного расплава, содержащих мегакристы Mg-Hbl, с более кислыми выплавками из пород средней коры.

Получен возраст образования титанита 364 ± 1 млн лет (U—Pb ID-TIMS), который соответствует времени консолидации трахиандезита.

Полученные данные указывают на то, что, помимо наиболее широко распространенной в Припятско-Днепровской области позднефранской (сколодинско-чернинской) подфазы припятской фазы среднего магматизма калиевой серии, на востоке Припятского прогиба имела место раннефаменная (елецкая) подфаза умеренно-щелочного среднего магматизма калиево-натриевой серии.

С учетом имеющихся данных о возрасте проявления ранних фаз магматизма Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой структуры и на основании полученных результатов можно выделить интервал магматической активности данной рифтовой структуры в 379—365 млн лет.

Источники финансирования. Работа частично выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Веретенников Н.В., Корзун В.П., Махнач А.С., Лапцевич А.Г. Верхнедевонские вулканогенные образования Гомельской структурной перемычки // Докл. НАН Беларуси. 2000. Т. 44. № 5. С. 107—109.
- Веретенников Н.В., Корзун В.П., Махнач А.С. Платформенный магматизм // Геология Беларуси. Минск: ИГН НАН Беларуси, 2001а. С. 437—458.
- Веретенников Н.В., Корзун В.П., Лапцевич А.Г., Михайлов Н.Д. Петрология трубок взрыва Жлобинского поля (Беларусь) // Литасфера. 2001б. № 1 (14). С. 46—55.
- Веретенников Н.В., Корзун В.П., Махнач А.С., Лапцевич А.Г. Верхнедевонские вулканогенные образования района Уваровичей // Докл. НАН Беларуси. 2001в. Т. 45. № 1. С. 100—102.
- Геология Беларуси. Отв. ред. Махнач А.С., Гарецкий Р.Г., Матвеев А.В. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Ред. Петров В.П. М.: Мир, 1965—1966. 6 т.
- Карандашев В.К., Хвостиков В.А., Носенко С.Ю., Бурмий Ж.П. Использование высокообогащенных стабильных изотопов в массовом анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2016. № 82 (7). С. 6—15.
- Корзун В.П. Новый опорный разрез вулканогенных образований девона в районе г. Гомеля // Докл. АН БССР. 1982. Т. 26. № 9. С. 831—834.
- Корзун В.П., Махнач А.С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1977. 164 с.
- Корзун В.П., Махнач А.С. Позднедевонский магматизм Припятского авлакогена // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Материалы Международного совещания “Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов”. М., 1994. С. 195—199.
- Кручек С.А., Обуховская Т.Г. О возрасте вулканитов девонских диатрем территории Беларуси по биостратиграфическим данным // Проблемы осадочной геологии. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 1998. С. 102—104.
- Кручек С.А., Обуховская В.Ю. О возрасте и этапах проявления девонского вулканизма в Северо-Припятской области Беларуси в связи с поисками алмазных структур // Анализ современного состояния и направления дальнейших геологоразведочных работ на алмазы в

- Беларуси. Материалы научно-практического совещания. Минск, 2005. С. 49–53.
- Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Айзберг Р.Е., Носова А.А., Волкова Г.Д., Манкевич С.С., Юткина Е.В. Латерально-временной ряд породных комплексов позднефранско-раннефаменской Припятско-Днепровской области магматизма // *Літасфера*. 2020а. № 1 (52). С. 3–20.
- Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Носова А.А. Верхнедевонские магматические комплексы юго-восточной Беларуси // *Докл. НАН Беларуси*. 2020б. Т. 64. № 5. С. 599–608.
<https://doi.org/10.29235/1561-8323-2020-64-5-599-608>
- Лапцевич А.Г. Редкие элементы в щелочно-ультраосновных породах трубок взрыва Жлобинского поля (Беларусь) // *Літасфера*. 2004. № 2 (21). С. 126–133.
- Ляшкевич З.М. Магматизм Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. Киев: Наукова думка, 1987. 176 с.
- Махнач А.С., Корзун В.П. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы нижней части фаменского яруса верхнего девона Припятского прогиба // *Докл. АН БССР*. 1965а. Т. 9. № 1. С. 37–41.
- Махнач А.С., Корзун В.П. Вулканогенно-осадочные породы верхней части фаменского яруса верхнего девона Припятского прогиба // *Докл. АН БССР*. 1965б. Т. 9. № 3. С. 172–174.
- Михайлов Н.Д., Лапцевич А.Г. Петрографические особенности магматических образований Гомельской структурной перемены // *Літасфера*. 2011. № 1 (34). С. 94–102.
- Михайлов Н.Д., Лапцевич А.Г. Петрографическая характеристика девонского щелочного магматизма Северо-Припятского плеча // *Літасфера*. 2012. № 1 (36). С. 58–67.
- Михайлов Н.Д., Лапцевич А.Г., Владыкин Н.В. Изотопный состав Sr и Nd щелочных магматических пород девона Беларуси // *Літасфера* (Минск). 2011. № 2 (35). С. 113–122.
- Нестеренко Г.В., Арискин А.А. Глубины кристаллизации базальтовой магмы // *Геохимия*. 1993. № 1. С. 77–78.
- Никитин Е.А., Хомич П.З., Левый М.Г., Дроздов В.А., Штефан Л.В. Трубки взрыва кимберлит-лампроитовых пород Беларуси и проблема их алмазоносности // *Літасфера*. 1994. № 1. С. 168–175.
- Обуховская В.Ю., Саченко Т.Ф., Кручек С.А. Стратиграфия франских отложений восточной части Северо-Припятского плеча и сопредельных структур // *Літасфера*. 2007. № 26. С. 29–39.
- Первов В.А., Никитин Е.А., Левский Л.К. Ультраосновные щелочные вулканиты Жлобинского поля (Республика Беларусь): источники и эволюция магм // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 2. С. 354–373.
- Плакс Д.П. О девонской ихтиофауне Беларуси // *Літасфера*. 2008. № 2 (29). С. 66–92.
- Пушкин В.И., Урьев И.И., Голубцов В.К., Некрята Н.С., Стрельченко Т.В. Стратиграфия нижнефаменских (межсолевых) отложений Припятского прогиба. Минск: Институт геологических наук, 1995. 140 с.
- Старчик Т.А., Айзберг Р.Е., Бескопыйный В.Н. Позднедевонский магматизм и проблемы нефтегазоносности Припятской области рифтогенеза // *Літасфера*. 2014. № 1 (40). С. 3–43.
- Стифеева М.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев А.А., Котов А.Б., Гроздев В.Ю. Кальциевые гранаты как источник информации о возрасте щелочно-ультраосновных интрузий Кольской магматической провинции // *Петрология*. 2020. Т. 28. № 1. С. 72–84.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: МСК России, ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси: объяснительная записка. Минск: ГП “БелНИГРИ”, 2010. 282 с.
- Толкачикова А.А., Гуринович М.П., Бурмистров В.Н., Пискун О.А., Завадич Н.С. Интрузивные чарнокиты палеопротерозоя юго-востока Беларуси. Особенности химического состава // *Літасфера*. 2019. № 51. С. 4–11.
- Хомич П.З., Никитин Е.А., Гришко А.И. Новая область развития кимберлитового магматизма на западе Восточно-Европейской платформы // *Докл. НАН Беларуси*. 1993. Т. 37. № 1. С. 83–86.
- Шаталов Н.Н. Дайки Приазовья. Киев: Наукова думка, 1986. 192 с.
- Юткина Е.В., Кононова В.А., Богатиков О.А., Князьков А.П., Козарь Н.А., Овчинникова Г.В., Левский Л.К. Кимберлиты Восточного Приазовья (Украина) и геохимические характеристики их источников // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 2. С. 157–175.
- Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // *Am. Miner.* 1983. V. 68. P. 477–493.
- Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 U.S. // *Geol. Surv. Open-File Rep.* 88–542. 1991. P. 88–542.
- Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* V. 4. 2003. 72 p.
- Markwick A., Downes H., Veretennikov N. The lower crust of S.E. Belarus: petrological, geophysical and geochemical constraints from xenoliths // *Tectonophysics*. 2001. № 339. P. 215–237.
- McCann T., Saintot A., Chalot-Prat F., Kitchka A., Fokin R., Alekseev A. Evolution of the southern margin of the Donbas (Ukraine) from Devonian to Early Carboniferous times // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2003. V. 208. P. 117–135.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.208.01.06>
- Pisarzowska A., Paszkowski M., Kołtonik K., Budzyń B., Szczerba M., Rakociński M., Sláma J., Zagórska A., Łaptaś A. Geotectonic settings of Variscan explosive volcanism in the light of Famennian tuffites provenance from southern Poland // *Earth-Sci. Rev.* 2022. V. 234. P. 1–17.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104218>
- Plax D.P. Stratigraphic ichthyofauna assemblages of the Devonian deposits in the east and southeast of Belarus // *Літасфера*. 2015. № 1 (42). С. 20–44.
- Plax D.P. Ichthyofauna from the Devonian deposits of the Orsha Depression (Belarus) // *Природные ресурсы*. 2017. № 2. С. 12–50.
- Shumlyanskyy L.V., Kamenetsky V., Borodynya B.V. Age and composition of zircons from the Devonian Petrivske kimberlite pipe of the Azov Domain, the Ukrainian Shield // *Mineral. J. (Ukraine)*. 2021. V. 43. № 4. P. 50–55.
<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.04.050>
- Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: 865 convention of the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Oceanic Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. № 42. P. 313–345.

Volkova G.D., Nosova A.A., Voznyak A.A., Sazonova L.V., Yutkina E.V., Anosova M.O., Tikhomirova Y.S., Kuzmenkova O.F., Laptsevich A.G. Amphibole-rich xenoliths from Devonian igneous rocks of the Pripyat rift, Southeastern Belarus: a window

intocratonic lower-crust— upper-mantle boundary // *Mineral. Petrol.* 2022. V. 116. Iss. 1. P. 15–46.
<https://doi.org/10.1007/s00710-021-00765-9>

Wilson M., Lyashkevich Z.M. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform // *Tectonophysics.* 1996. № 268. P. 65–81.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00234-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00234-X)

Рецензенты Н.М. Кудряшов,
К.А. Савко, А.Б. Котов

Early Famennian Trachyandesite Magmatism of the Pripyat Paleorift, East European Platform: U–Pb Age and Petrology

O. F. Kuzmenkova^{a, #}, A. G. Laptsevich^a, M. V. Stifeeva^b, A. A. Nosova^c,
G. D. Streltsova^a, G. D. Volkova^c, D. P. Plax^d, and A. V. Pospelov^e

^a State Enterprise “Research and Production Center for Geology”, Branch “Institute of Geology”, Minsk, Belarus

^b Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia

^c Institute of Geology of Ore Deposits, Geochemistry, Mineralogy and Petrography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^d Belarusian National Technical University, Minsk, Belarus

^e Belarusian State Technological University, Minsk, Belarus

[#]e-mail: kuzmenkovaof@mail.ru

On the basis of the mineralogical-petrographic and geochemical study of igneous rocks of intermediate composition of the Pripyat complex of the Late Devonian Pripyat-Dnieper magmatism area, two subphases of the Pripyat magmatism phase have been defined: late Frasnian (Chernin or Skolodino-Chernin) with potassium specification and early Famennian (Turov-Drozdov (Yelets)) with potassium-sodium specification. For the first time, the U–Pb age of titanite from trachyandesites of the parametric borehole Pribor was obtained for rocks of Pripyat-Dnieper magmatism area at 364 ± 1 Ma. These data confirm the Famennian age of the Yelets subphase of the Pripyat phase of magmatism and make it possible to determine the duration of the magmatic activity of this structure at least 14 Ma taking into account the isotope dating of the earliest phases of magmatism in the Pripyat-Dnieper-Donetsk Paleorift Structure as 388 ± 12 Ma, 383.3 ± 3.8 , 384.7 ± 3.9 and 383.6 ± 4.4 Ma in the Azov Region and 381 ± 2 Ma in the Pripyat-Dnieper magmatism area.

Keywords: Pripyat-Dnieper magmatism region, Devonian, Yelets Superhorizon, titanite