

тів, приурочені до меж протерозойських блоків з більш давніми архейськими або безпосередньо інтродують в архейські блоки. Подальші дослідження слід спрямувати на вивчення провінційних особливостей петрографії, геохімії та металогенії АРГФ у зв'язку з тектонікою, речовинним складом та історією розвитку виділених петрографічних провінцій.

1. Анортосит-рапакивігранітна формація Восточно-Европейской платформы / Д.А.Великославинский, А.П.Биркис, О.А.Богатиков и др. - Л., 1978. 2. Анортоситы Земли и Луны: 9 науч. работ. - Под ред. М.С.Маркова, О.А.Богатикова. - М., 1984. 3. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. - 1995. - Вып.21. - С.34-47. 4. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. - К., 1990. 5. Москалева В.Н., Шаталов Е.Т. Типы петрографических провинций СССР. - М., 1974. 6. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Петрология и геохимия алданских рапакиви. - М., 1991. 7. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / К.Е.Есипчук, Е.М.Шеремет, О.В.Зинченко и др.; Отв. ред. И.Б.Щербаков. - К., 1990. 8. Щербак Н.П., Бартницкий Е.П. Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита // Геохимия и рудообразование. - 1995. - Вып.21. - С.3-24. 9. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. - Львов, 2005. 10. Alviola R., Johanson B.S., Ramo O.T., Vaasjoki M. The Proterozoic Ahvenisto rapakivi granite - massif-type anorthosite complex, southeastern Finland: petrography and U-Pb chronology // Precambrian Research, 1999. - V. 95. - N.1-2. - P.89-107. 11. Amelin Y.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contribs. Miner. and Petrol. - 1997. - Vol.127. - P.353-368. 12. Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite W.B., Payolla B.L. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brasil // Precambrian Research, 1999. - V.95. - N.1-2. - P.41-67. 13. Brown P.E., Dempster T.J., Hutton D.H.W., Becker S.M. Extensional tectonics and mafic plutons in the Ketilidian rapakivi granite Suite of South Greenland // Lithos. - 2003. - V.67. - P.1-13. 14. Dall'Agnol R., Costi H.T., da S.Leite A.A., de Magalhães M.S., Teixeira N.P. Rapakivi granites from Brasil and adjacent areas // Precambrian Research, 1999. - V.95. - N.1-2. - P.9-39. 15. Eklund O., Frojdo B., Lindberg B. Magma mixing, the petrogenetic link between anorthosite suites and rapakivi granites, Åland, SW Finland // Mineralogy and Petrology, 1994. - V.50. - N1-3. - P.3-19. 16. Elliot B.A. Crystallisation conditions of the Wiborg rapakivi batholith, SE Finland: an evaluation of amphibole and biotite mineral chemistry // Mineralogy and Petrology, 2001. - V.72. - P.305-324. 17. Emslie R.F. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related association // Precambrian Res. - 1991. - Vol.51. - P.173-192. 18. Emslie R.F., Stirling J.A.R. Rapakivi and related granitoids of the Nain Plutonic Suite: geochemistry, mineral assemblages and fluid equilibria // Can. Mineral., 1993. - V.31. - P.821-847. 19. Frost C.D., Frost B.R., Chamberlain K.R., Edwards B.R. Petrogenesis of the 1.43 Ga Sherman batholith, SE Wyoming, USA: a Reduced, Rapakivi-type anorogenic granite // J. of Petrology. - 1999. - Vol.40. - N12. - P.1771-1802. 20. Haapala I. Magmatic and postmagmatic process in tin-mineralized granites: topaz-bearing leucogranite in the Eurajoki rapakivi granite stock, Finland // J. Petrol. - 38. - P.1645-1659. 21. Haapala I., Ramo O.T. Rapakivi granites and related rocks: an introduction // Precambrian Research. - 1999. - N95. - P.1-7. 22. Lindh A., Andersson U.B., Lundquist T., Claesson S. Evidence of crustal contamination of mafic rocks associated with rapakivi rocks: an example from the Nordingra complex, Central Sweden // Geol. Mag. - 2001. - V.138. - N4. - P.371-386. 23. Neymark L.F., Amelin J.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sm isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54 Ga Salmi rapakivi-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Mineralogy and Petrology, 1994. - V.50. - P.173-194. 24. Persson A.I. Absolute (U-Pb) and relative age determinations of intrusive rocks in the Ragunda rapakivi complex, central Sweden // Precambrian Research, 1999. - V.95. - N.1-2. - P.109-127. 25. Ramo O.T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // Geol. Surv. of Finland Bull. - 1991. - V.355. - 161 p. 26. Ramo O.T., Haapala I. One hundred years of Rapakivi Granite // Mineralogy and Petrology, 1994. - V.52. - P.129-185. 27. Selonen O., Ehlers C., Luodes H., Lerssi J. The Vehmaa rapakivi batholith - an assemblage of successive intrusions indicating a piston-type collapsing center // Bul. Geol. Soc. of Finland. - 2005. - Vol.77. - P.65-70. 28. Sibiya V.B. The Gaborone granite complex Botswana, southern Africa: an atypical rapakivi granite-massif anorthosite association. - Amsterdam: Free University Press, 1988. - 449 p. 29. Vaasjoki M., Ramo O.T., Sacco M. New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constraints on the temporal evolution of the rapakivi granite-anorthosite-dike association of southeastern Finland // Precambrian Res. - 1991. - Vol.51. - P.227-243. 30. Yu J., Fu H., Zhang F., Wan F. Petrogenesis of potassic alkaline volcanics associated with rapakivi granites in the Proterozoic rift of Beijing, China // Mineral. and Petrol. - 1994. - V.50. - P.83-96

Надійшла до редколегії 06.04.08

УДК 55(477)+552.3

А. Омельченко, асп., О. Митрохин, канд. геол. наук

ДАЙКОВІ ПОРОДИ БЕХІНСЬКОГО БЛОКУ СКЛАДЧАСТОГО ФУНДАМЕНТУ КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ

Вивчено умови залягання та петрографічні особливості базитових дайок Бехінського блоку. Встановлено, що досліджувані базитові дайки представлені щонайменше трьома віковими групами. Найбільш древніми є дайки метадиабазів, які віднесені до осницького комплексу. Деяко молодшими є мікрогабро дайкової фази коростенського комплексу. Наймолодші дайки діабазів та діабазових порфіритів корелюються з посткоростенським дайковим комплексом.

The mode of occurrences and petrographic features of the Bekhy Block basic dikes are investigated. It has been established, that the investigated basic dikes are presented by the three age-groups as a minimum. The metadiabase dikes are the most ancient and relate to the Osnitshk Complex. The microgabbro are more young dikes and represent the dike phase of the Korosten Complex. The youngest dikes of diabases and diabasic porphyrites are correlated with the Post-Korosten dike complex.

Постановка проблеми. Бехінський блок давнього складчастого фундаменту розташований в центральній частині складного Коростенського плутону. Вважається, що це – виступ підстилаючих порід "рами" плутону або, навпаки, провис його покрівлі, який залягає серед молодших утворень коростенського комплексу. У складі Бехінського блоку описані стратифіковані метаморфічні породи дністерсько-бузької (AR₁db?) та тетерівської (PR₁tt) серій, ультраметаморфічні утворення шереметівського (PR₁sr) та житомирського (PR₁zt) комплексів, а також інтрузії метадіоритів та гранітів осницького комплексу (PR₁os). Кристалічні породи Бехінського блоку прориваються чисельними дайками базитового складу, які одними дослідниками відносяться до коростенського комплексу (PR₁ks), іншими – описуються у складі самостійного дайкового комплексу (βPR₁) палеопротерозойського віку. Загалом, сучасна геологічна та петрографічна вивченість дайкових порід Бехінського блоку є вкрай недостатньою, що викликає ряд суперечностей у визначенні їх приналежності до певних підрозділів діючої кореляційної хроностратиграфічної схеми докембрію Волинського мегаблоку Українського щита.

Аналіз попередніх досліджень та публікацій. У сучасних наукових публікаціях висвітлені лише найбільш загальні риси геологічної будови Бехінського блоку [2, 3], вивченню ж дайкових порід приділено ще менше уваги. Наведений нижче бібліографічний нарис має скоріш історичне ніж наукове значення. Вперше досліджувані дайкові породи, під назвою "волиніти", були описані Г. Осовським у 1869 р. в овруцькому повіті Волинської губернії (територія нинішньої Житомирської обл.) по річкам Шестень та Дроздавець біля сс. Васковичі та Михайлівка [6, 7]. Більш детально петрографічні особливості "волинітів" цих місцевостей були описані І.В. Мушкетовим у 1872 році [5]. Подальшим вивченням дайкових порід з Васковичів, Михайлівки та Межирічки займався П.Я. Армашевський (1886), який, напевно першим, назвав їх діабазовими порфіритами [1]. І.А. Морозевич (1893) [4] також описує два виходи "волинітів": один біля с. Васковичі, інший – в с. Михайлівка. При цьому він вказує, що у першому випадку породи більш "свіжі", а в другому – зазнали інтенсивних змін. Досліджуючи контакт "волиніту" з червоним гранітом на

березі р. Шестень Морозевич робить висновок про більш молодий вік порфіритів порівняно з гранітами [4]. В.С. Соболев (1947) серед дайкових порід району розрізняє габро-норитові та діабазові порфірити [8]. І.Л. Личак (1983), виконав найбільш докладний петрографічний опис діабазових порфіритів с. Михайлівка, дослідивши, також, їх хімічний склад. Дайкові породи Бехінського блоку І.Л. Личак розглядає в складі коростенського комплексу [3]. На опублікованій у 2001 році державній геологічній карті аркуша М-35-ХІ (Коростень) в межах Бехінського блоку виділяються базитові дайки посткоростенського дайкового комплексу [2].

Метою роботи було дати узагальнюючу геолого-петрографічну характеристику дайкових порід Бехінського блоку, а також визначити їх геологічні співвідношення з іншими кристалічними утвореннями регіону.

Викладення результатів дослідження. Базитові дайки Бехінського блоку вивчалися авторами у щебеневих кар'єрах біля сс. Бехі, Сокорики, Михайлівка та Васьковичі коростенського району Житомирської області, а також у природних відслоненнях по р. Уж та її притокам – Дроздавцю та Шестеню. Проведені петрографічні дослідження показали, що дайки складені сублужними діабазами, діабазовими порфіритами, мікрогабро та метадіабазами.

Діабазова дайка досліджена у діючому щебеневому кар'єрі на північній околиці ст. Сокорики. Дайка прориває порфіровидні мікроклінові граніти, які ймовірно належать до осницького комплексу (PR₁₀s). Залегання дайки субвертикальне, січне по відношенню до трахітоїдності вміщуючих гранітів. Азимут падіння контактів складає 50°, кут падіння – 85°. Потужність сягає 5 м, це найбільша серед досліджуваних дайок. В ендоконтактних частинах спостерігаються зони "загартування", складені чорним афанітовим діабазом. Макроскопічно діабаз – породи темно-сірого або чорного кольору з афіровою структурою. Текстура порід масивна, іноді з плитчастою окремістю, на поверхнях якої можуть виокремлюватися сульфіди. На свіжих поверхнях ледь розрізняється діабазова структура, обумовлена безладною орієнтацією подовжених мікролітів плагіоклазу. Мікροструктура змінюється від діабазової у центральній частині дайки до варіолітової – у призальбандових частинах. Мінеральний склад найменш зміненого діабазу, розрахований на інтеграційному століку по одиничному шліфу, наступний: плагіоклаз (61,9%), авгіт (6,8%), рудний мінерал (9,7%), забарвлений слюдоподібний мінерал (12,7%), променистий амфібол (8,4%). У другорядних та акцесорних кількостях спостерігаються лужний польовий шпат, апатит та карбонат. У афанітовому діабазі поширене девітрифіковане скло (25-30%). Крім того, інколи, присутні ксеногенні вclusions кварцу. Плагіоклаз помітно переважає над іншими мінералами. Він утворює подовжено-призматичні лейстовидні мікроліти розміром 0,3-1 мм. Більшість зерен чисті незмінені, лише окремі в крайових частинах, більш рідкісно і в центральних, замутнені пілуватими вторинними продуктами. Межі зерен плагіоклазу часто звивисті, хвиляеподібні, нечіткі, погано виражені. Окремі зерна зростаються у вигляді "хреста". Зональність відсутня. Двійниковання просте з максимальним кутом симетричного згасання 16°, що відповідає андезину №30 і свідчить про сублужний склад досліджуваних діабазів. Авгіт має стовпчасту, рідше неправильну форму зерен, розмір яких коливається від 0,2 мм до 1 мм. В одному ніколі – безбарвний, місцями блідо-зелений. Досить інтенсивно проявлені грубі тріщини вздовж усієї поверхні зерен. Зерна авгіту інколи оточені мікрозернистим рудним мінералом. Ільменіт представлений безладно-орієнто-

ваними мікролітами голчастої форми, розміром від 0,2-0,5 мм до 1-1,2 мм. Забарвлений слюдоподібний мінерал, імовірно – стильномелан, утворює дрібно-лускуваті агрегати в інтерстиціях плагіоклазу. Для деяких зерен характерне зональне забарвлення: в центральній частині – зелене, яке в крайовій змінюється на коричневе. Властивий плеохроїзм від темно-зеленого по Ng до яскраво світло-жовтого по Nr. У схрещених ніколях маємо кольори інтерференції 2-3 порядку. Стильномелан розвивається як вторинний мінерал по авгіту. Променистий амфібол, імовірно – актиноліт, забарвлений у зелений колір. Окремі зерна характеризуються різною інтенсивністю окраски: в центральній частині ледь забарвлені, а в крайовій – густо зелені. Форма зерен голчаста або неправильна, розмір 0,2-0,4 мм. Плеохроїзм погано розрізняється. Лужний польовий шпат представлений зернами неправильної форми, розміром 0,1-0,2 мм. Присутній у незначній кількості, поширений, як правило, в інтерстиціях мікролітів плагіоклазу. Карбонат дрібно-кристалічний, разом зі стильномеланом утворює суцільні або переривчасті облямівки навколо ксеногенних зерен кварцу. В деяких випадках карбонат утворює виокремлення, розміром 0,5 мм, які оточуються облямівками стильномелану. Апатит у шліфах поширений неоднорідно: в одних місцях утворює скупчення, а в інших – взагалі відсутній. Формує голчасті та довгопризматичні кристали розміром 0,3-1,6 мм.

Дайки діабазових порфіритів зустрінуті у двох місцях. У діючому кар'єрі, розташованому західніше від с. Бехі на шляху до ст. Сокорики, дайка діабазового порфіриту, з видимою потужністю 1,6 м, прориває метадіорити, які імовірно відносяться до осницького комплексу (PR₁₀s). Елементи залегання дайки наступні: азимут падіння – 100°, кут падіння – 49°. Ендоконтактова зона загартування складена чорним афанітовим діабазом. Лежачий контакт закритий осипом. Крупно-порфірова структура визначається наявністю розсіяних вкрапленнях плагіоклазу, розміром 5-30 мм. У породі вкраплення розподіляються вкрай нерівномірно, на окремих ділянках їх вміст зростає до 10-20%. Крім ідіоморфних фенокристалів присутні й кристалокласти плагіоклазу, а також ксеноліти анортозитів, імовірно коростенських (PR₁ks). Забарвлення вкрапленнях, у залежності від ступеня постагматичних змін, варіює від темно-сірого та коричнюватого до світлого зеленуватого. Мікροструктура загальної маси дрібнозерниста діабазова, реліктова – офітова. Мінеральний склад представлений: плагіоклазом (49,3%), авгітом (4,9%), рудним мінералом (5,2%), променистим амфіболом (24%), біотитом (9,5%), хлорит-магнетитовими скупченнями (7%). Кварц та апатит присутні у акцесорних кількостях. Мікроліти плагіоклазу, розміром 0,1-0,7 мм, мають подовжено-призматичний габітус. В одному ніколі плагіоклаз загальної маси чистий незамутнений. У схрещених ніколях проявляється двійникова будова, двійниковання просте, лише інколи полісинтетичне по альбіт-карлбадському закону. В деяких випадках, в межах одного зерна спостерігається двійниковання одразу по двом законам – альбіт-карлбадському та перікліновому. Інколи зерна плагіоклазу перетинаються у вигляді "хреста". Максимальне симетричне згасання зерен в зоні (010) становить 25°, що відповідає андезину № 45 і, знову таки свідчить про сублужний склад діабазового порфіриту. Авгіт має блідо-коричнєве забарвлення. Утворює зерна скелетної форми з розгалуженими крайовими частинами, розміром 0,1-0,3 мм. Рудний мінерал представлений у вигляді: 1) зерен, що мають неправильну форму та розміри 0,1-0,3 мм; 2) зерен ільменіту списоподі-

бної, голчастої форми, розміром 0,1-0,7 мм, які є більш поширеними у складі породи. Рудний мінерал розподілений однорідно, скупчень не утворює, орієнтованої направленості не має. Асоціює з амфіболом та біотитом. Амфібол забарвлений у блідо-зелений або зеленувато-сірий колір, плеохроїзм не спостерігається. Утворює паралельно-волокнисті або віялоподібні агрегати, розміром 0,1-0,3 мм, досить часто присутні скупчення зерен. Розвивається за рахунок авгіту, про що свідчить присутність одиничних реліктових зерен останнього. В крайових частинах зерен амфіболу часто присутні луски біотиту або біотитові облямівки. У схрещених ніколях амфібол має малі кольори інтерференції. Біотит має темно-коричнєве або червоно-буре забарвлення. Представлений дрібно-лускуватими зернами розміром 0,1-0,3 мм або утворює рідкісні переривчасті облямівки навколо зерен амфіболу чи голчастого ільменіту. Псевдоморфози по олівіну представлені хлорит-магнетитовими скупченнями, розміром 0,1-0,3 мм. В центральній частині вони містять рудний мінерал (магнетит), який оточується хлоритом, а потім переривчастою облямівкою біотиту. Кварц зустрічається досить рідкісно у вигляді неправильних зерен розміром 0,1-0,2 мм. В одному ніколі водяно-прозорий, безбарвний, але на відміну від схожого плагіоклазу має дещо нижчий рельєф і хвилясте згасання у схрещених ніколях. У затопленому кар'єрі, на північно-східній околиці с. Михайлівка, ще одна дайка діабазового порфіриту прориває мігматизовані біотитові гнейси. Потужність дайки 0,75 м, азимут падіння – 320°, кут – 87°. Контакти січні по відношенню до смугастості гнейсо-мігматиту, з тонкозернистими ендоконтактовими зонами загартування. Вкрапленики сосюритизованого плагіоклазу, розміром 10-20 мм, в крайовій частині дайки орієнтуються грубо паралельно до лінії контакту. Місцями в порфіриті присутні дрібні ксеноліти вміщуючих гнейсів. На відміну від вищеописаного, діабазовий порфірит с. Михайлівки більш змінений постмагматичними процесами – плагіоклаз у вкрапленниках щент перетворений на сосюрит, піроксен повністю заміщений променистим амфіболом. При цьому, у загальній масі зберігається притаманна діабазовій структурі безладна орієнтація призматичних зерен плагіоклазу та голок ільменіту.

Дайка мікрогабро прориває сірі середньозернисті граніти житомирського комплексу (PR₁zs) у діючому щебеневому кар'єрі на східній околиці с. Михайлівка. Потужність дайки 3 м, залягання вертикальне з азимутом простягання 340°. Мікрогабро являє собою темно-сіру породу, яка має дрібнокристалічну структуру в центральній частині дайки і мікрокристалічну в ендоконтактних зонах. На окремих ділянках у мікрогабро присутні поодинокі мегакристові вкрапленики плагіоклазу, а також ксеноліти анортозиту (PR₁ks). Під мікроскопом структура мікрогабро змінюється від габро-офітової до алотріоморфнозернистої габрової. Породу складається з плагіоклазу (54,1%), клинопіроксену (29,8%), ортопіроксену (4,6%), рудного мінералу (4,5%), біотиту (6,4%), кварцу та апатиту. При наближенні до ендоконтакту в тріщинах з'являється волокнистий амфібол, який має постмагматичне походження, інколи зустрічаються порфіробласти біотиту. Плагіоклаз утворює субгедральні близькі до табличчастих, рідше подовжено-призматичні форми із зубчастими, звивистими обрисами. Розмір кристалів коливається від 0,1 до 1 мм. В кристалах плагіоклазу часто зустрічаються вclusions апатиту. Деякі зерна густо відкриті системою тріщин. Згасання – плямисте, іноді блочне. Деякі зерна плагіоклазу зазнали перекристалізації, про що свідчить наявність дрібно-гранобластових мозаїчних агрегатів. Двійнику-

вання просте або полісинтетичне з максимальним симетричним згасанням 22°, що відповідає андезину №37. Клинопіроксен представлений безбарвною відміною, утворює зерна розміром 0,1-0,5 мм, часто зустрічається у вигляді скупчень. Поверхня зерен майже завжди вкрита тріщинами. Ортопіроксен представлений безбарвною відміною, утворює зерна розміром 0,2-0,5 мм, які мають неправильну форму. Рудний мінерал, імовірно, представлений магнетитом та ільменітом. Магнетит зустрічається у вигляді зерен округлої та неправильної форми, розміром 0,1-0,2 мм. Кристали ільменіту характеризуються шилоподібною формою з розміром 0,1-0,3 мм. Біотит має червоно-буре забарвлення, утворює дрібно-лускуваті агрегати або їх скупчення, розміром 0,1-0,5 мм. По породі розподілений неоднорідно: в одних місцях утворює скупчення, в інших – взагалі відсутній. Асоціює з піроксенами або рудним мінералом. Окремі зерна біотиту мають зелений колір і плеохроюють від зеленого по Ng до коричнево-жовтого по Nr. Кварц має уламкову форму, розмір 0,1-0,2 мм. Деякі зерна характеризуються мікрогранобластовою мозаїчною структурою. У цьому ж кар'єрі дайкоподібне тіло габроїдів, подібних вищеописаним, проривається жилами червоного граніту, які напевно, належить до коростенського комплексу (PR₁ks). Ще одна дайка мікрогабро потужністю біля 15 см інтудує піроксеновий гнейс (AR₁db?) у відслоненні на правому березі р. Уж, північно-західніше від с. Бехі.

Дві дайки метадіабазів знайдені неподалік від дайки діабазового порфіриту у гнейсо-мігматитах (PR₁zt) затопленого кар'єру на північно-східній околиці с. Михайлівка. Краще відслонена метадіабазова дайка потужністю 1 м з наступними елементами залягання: азимут падіння 150°, кут падіння 65°. Порівняно з іншими дайковими породами, описаними вище, метадіабаз зазнав істотних метаморфічних змін, внаслідок яких корінним чином змінився їх речовинний склад та мікроструктура. Вони представлені темно-сірими мікрозернистими відмінами, що характеризуються мікроскопічною бластопорфіровою структурою та мікроплямистою текстурою. Нечисельні бластопорфірові скупчення біотиту розміром до 1 мм розкидані у мікрогранобластовій загальній тканині з середнім розміром зерен 0,01-0,3 мм. Лише на окремих ділянках розпізнається реліктова бластодіабазова структура. Загальна тканина метадіабазів складається плагіоклазом (58,8 %), біотитом (30,6 %), роговою обманкою (10,6 %). Плагіоклаз пилуватий з чисельними мікроскопічними вclusions біотиту, апатиту та глинястих мінералів. Має ізометричну полігональну форму зерен. Двійникування проявлене погано. Звичайно утворює гранобластові мозаїчні агрегати, в окремих шліфах також присутні поодинокі мікроскопічні вкрапленики. Біотит густо забарвлений у зеленувато-коричневий колір. Формує правильні платівки, а також лепідобластові скупчення – імовірно псевдоморфози по мафічним вкрапленням. Рогова обманка густо плеохроє у темних синювато-зелених тонах. Утворює неправильні лепідобластові зерна розміром до 0,2-0,3 мм, що містять вclusions мінералів із загальною тканиною породи. В другорядних та акцесорних кількостях присутні магнетит, апатит, кварц, сфен та сидерит. Магнетит зустрічається у вигляді ідіоморфних вкрапленників розміром до 0,5 мм, а також гломерокристалічних скупчень. Апатит поширений у вигляді голчастих мікролітів розсіяних серед інших породоутворюючих мінералів. Утворює мікроскопічні вclusions у плагіоклазі. Кварц, напевно ксеногенний, формує поодинокі неправильні, місцями дещо заокруглені, зерна, а також гранобластові скупчення розміром до 0,3-0,5 мм. Кристалі-

чний сфен та сидерит з тонкими плівками гідроксидів заліза асоціюють з бластопорфіровими скупченнями мафічних мінералів.

Висновки. Базитові дайки Бехінського блоку представлені щонайменше трьома віковими групами. Найдревніші з них – дайки метадіабазів, які, на відміну від інших базитових дайок, зазнали регіонального метаморфізму амфіболітової фації одночасно з вміщуваними гнейсо-мігматитами (PR_{1zt}). Можна припустити, що дайки метадіабазів, разом з інтрузіями метадіоритів, приуроченими до центральної частини Бехінського блоку, відносяться до осницького комплексу (PR_{1os}). Натомість, дайки мікрогабро позбавлені регіонально-метаморфічних перетворень. Вони містять ксеноліти анортозитів, але самі прориваються жилами гранітів, імовірно коростенського віку. Дайки мікрогабро мають петрографічні особливості, притаманні габроїдам коростенського комплексу (PR_{1ks}) і, скоріше за все, являють його дайкову фазу. Діабазити та діабазові порфірити петрографічно подібні між собою, відрізняючись лише за наявністю вкрапленників плагіоклазу. У діабазових порфіритах виявлені ксеноліти анортозитів, контактів ж співвідношення з гранітоїдами коростенського ком-

плексу безпосередньо не встановлені. Але, за петрографічними особливостями, первісним мінеральним складом та характером постмагматичних перетворень ці породи є аналогічними базитовим дайкам, що перетинають коростенські граніти (PR_{1ks}) північніше Бехінського блоку – район с. Вязівка, а також значно південніше – район с. Ставки. Додаткових досліджень потребує вивчення хімізму головних породоутворюючих мінералів, а також валового хімічного складу базитових дайок Бехінського блоку.

1. Армашевский П.Я. О некоторых кристаллических породах Овручского уезда Волынской губернии // Зап. Киев. об-ва естествоиспытателей. – 1887. – Т. 8. – Вып. 2. 2. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000 аркуша М-35-ХІ (Коростень). – К., 2001 р. 3. Личак И.Л. Петрология Коростенского плутона. – К., 1983. 4. Морозевич И.А. К петрографии Волыни // Изв. Варш. у-та. – 1893. – N4/8. 5. Мушкетов И.В. Сообщение о горной породе, наблюдаемой г. Осовским в Волынской губернии Овручского уезда // Зап. Спб. минерал. об-ва. 2 сер. – 1873. – Ч. 8. 6. Осовский Г. Волынит – каменная порода Волынской Губернии // Житомир, 1869. 7. Осовский Г. О волыните // В кн: 3-го съезда рус. естествоиспытателей в Киеве в 1871 г. – Протокол. – 1873. 8. Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. – Львов, 1947.

Надійшла до редколегії 25.04.08

УДК 551.311.235.2

О. Іванік, канд. геол. наук

ГОЛОВНІ ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ ТА АКТИВІЗАЦІЇ СТРУКТУРНИХ ОСУВІВ В БАСЕЙНІ РІЧКИ ЛАТОРИЦЯ (СХІДНІ КАРПАТИ)

Розглянуто геологічну будову та характер прояву сучасних гравітаційних та водно-гравітаційних процесів району с. Задільське (Закарпаття) із застосуванням даних детальних польових досліджень та крупномасштабного геологічного картування. Охарактеризовано формування ортогональних по відношенню до річкових долин структурних осувних зон. Визначено визначальні чинники формування осувів. Підтверджено пріоритетну роль структурно-деструктивних процесів у виникненні та активізації осувних явищ.

The complex geological situation and conditions of the modern gravitational and water-gravitational processes in Zadijske (Zakarpatskaya area) based upon detail data of the field work and large-scale mapping are considered of dangerous geological processes. The formation of the orthogonal structural landslide zones related to river valleys has been characterized. The main factors of landslide formation have been considered. Priority role of structure-destructive processes in the landslide formation has been proved.

Постановка проблеми та аналіз останніх досліджень. Українську Карпати є регіоном, де спостерігається активний прояв сучасних небезпечних геологічних процесів, спричинених як природними, так і техногенними чинниками. Серед природних чинників, що впливають на формування та активізацію сучасних езогенних геологічних процесів, визначальними є стан геологічного середовища, зокрема геологічна будова території із характерними структурно-тектонічними особливостями та формаційними комплексами гірських порід, а також морфоструктурні та морфоскульптурні ознаки території. Значний вплив на розвиток небезпечних геологічних процесів мають також ландшафтно-кліматичні умови. Комплексний аналіз причин виникнення негативних явищ, а також необхідність дослідження їх впливу на техногенні об'єкти різного призначення, визначають обсяг обов'язкових дослідницьких робіт, здатних забезпечити об'єктивний прогноз формування небезпечних геологічних процесів. Проблеми дослідження небезпечних водно-гравітаційних та гравітаційних геологічних процесів у межах Українських Карпат, які становлять одну з найбільших небезпек, детально висвітлено у публікаціях М.М. Айзенберга, В.В. блонського, С.М. Перехреста, М.Д. Бондаренка, М.Г. Демчишина, Є.О. Яковлева, Г.І. Рудька [1-3, 5, 7-8] та багатьох інших. У цих роботах проаналізовано основні закономірності та характер розвитку осувних схилів, визначено особливості режиму та просторово-часові характеристики осувів, наведено їх класифікації. Однак активізація осувних явищ, а також їх негативний вплив на тех-

ногенні споруди, що зумовлює низку екологічних та економічних проблем, вимагає постійного контролю за станом геологічного середовища та аналізу чинників виникнення водно-гравітаційних процесів у межах району зі складною геологічною будовою, що і є метою даного повідомлення.

Викладення основного матеріалу. З'ясування генетичної природи осувів та механізму їх формування визначило приуроченість цих форм до структурно-деструктивних зон, просторове положення яких різниться в залежності від розташування по відношенню до річкових долин. За структурними дослідженнями, проведеними у Карпатському полігоні, територія якого охоплює Свалявський та Воловецький райони Закарпатської області, деструктивні зони можуть мати субпаралельне орієнтування щодо річкової долини, перпендикулярну та діагональну позицію [6]. У даній статті розглядаються умови формування осувів, що мають чітку приналежність до структурно-деструктивних зон ортогонального орієнтування.

Дослідження проводились у межах с. Задільське Воловецького району Закарпатської області (рис.1), яка характеризується формуванням та постійною активізацією осувних процесів. Осувонебезпечна ділянка, у межах якої проведено детальні геолого-геоморфологічні дослідження, охоплює частину правого схилу річки Латориця та правий борт струмка Задільський, що є правою притокою першого порядку цієї річки. Наслідком осувних процесів є пошкодження будинків та господарських будівель у населеному пункті (рис. 2).