

# Відтворення глибинного процесу за складом магматичних порід (на прикладі осницького та букинського комплексів Волинського мегаблока Українського щита)

*О.В. Усенко, 2025*

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна  
Надійшла 20 вересня 2024 р.

У статті узагальнено дані щодо складу осницького та букинського магматичних комплексів, розвинутих у межах Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу та Волинського мегаблока Українського щита. Встановлено *PT*-умови утворення розплавів, з яких кристалізувалися породи зазначених комплексів. Це дає можливість визначити глибини розміщення термальної астеносфери, з якої надходили розплави, склад флюїдів, що супроводжували диференціацію, та окреслити ймовірні тектонічні обстановки, за яких ці умови могли бути реалізовані.

Аналіз складу порід обох комплексів дає можливість припускати, що базальти та магнезіальні андезити кристалізувалися з розплавів, утворених у мантіїному шарі плавлення за  $P \sim 1,2 \div 1,5$  ГПа і  $T > 1400^\circ\text{C}$ . Тут відбувалось змішування ультраосновних розплавів, утворених за участі карбонатних флюїдів, що надходили з глибинного джерела, та андезито-базальтових, які формувались в присутності водних флюїдів із хлором. Останні могли виникнути внаслідок плавлення кори, що занурювалася в астеносферу, розташовану на глибині близько 50 км. У межах Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу розвинені гранітоїди, що визначає необхідність існування осередку плавлення в корі, потужність якої не менша за 40 км.

Розшарування в масивах, розміщених біля поверхні, є наслідком неодноразового надходження розплаву з шарів плавлення під час періодичних тектонічних рухів.

Визначені умови диференціації розплавів, з яких кристалізувались породи осницького та букинського магматичних комплексів 2,0—1,97 млрд років тому, не суперечать існуючій схемі виникнення Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу внаслідок субдукції Фенноскандії під Сарматію. Обов'язковою умовою є залучення до цієї схеми адвективної ланки — плюмового процесу на суміжній території.

**Ключові слова:** Український щит, палеопротерозой, Осницько-Мікашевицький пояс, континентальна країна, інтрузивні породи.

**Вступ.** Магматичні комплекси містять інформацію про *PT*-умови утворення розплавів, з яких вони кристалізуються [Кадик и др., 1990; Wyllie, 1995; Walter, 2005; Gudfinnsson, Presnal, 2005; Усенко, 2014 та ін.]. Температури кристалізації порід на поверхні зумовлені термальним режимом

мантії та кори [Ryabchikov et al., 2001; Best, 2003; Гордиенко, Усенко, 2003; Kaeser et al., 2006; Гордиенко, 2007; Соколов и др., 2009а,б та ін.]. Таким чином може бути визначено розподіл температур з глибиною та встановлено розташування термальної астеносфери — шару, що містив розплав.

Citation: Usenko, O.V. (2025). Reconstruction of the deep process based on the analysis of the magmatic rocks composition (on the example of the Osnytsk and Buky complexes of the Volyn megablock of the Ukrainian Shield). *Geofizychnyi Zhurnal*, 47(1), 50—82. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i1.309811>.

Publisher Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, 2025. This is an open access article under the CC BY-NC-SA license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>).

Температура в ньому повинна перевищувати температуру солідусу розповсюджених на цій глибині порід [Гордиенко, 2007; O'Reilly, Griffin, 2010; Усенко, 2014]. Ці дані можуть бути використані при створенні глобальної геодинамічної моделі.

У статті розглядаються магматичні події, що відбувались в Осницько-Мікашевицькому вулканоплутонічному поясі (ОМВПП) та у Волинському мегаблоці (ВМБ) у відносно короткий період (2,0—1,97 млрд років [Щербак и др., 2008] чи 2,0—1,98 млрд років [Shumlyanskyu, 2014]).

Осницько-Мікашевицький вулканоплутонічний пояс завширшки 150—200 км простягається на північний схід від Транс'європейської шовної зони, до якої він розташований майже під прямим кутом (рис. 1) [Bogdanova et al., 2006]. Одночасно виникають інтрузивні масиви букинського комплексу, розвинуті безпосередньо в межах ВМБ Українського щита (УЩ) [Шумлянський, 2012].

Умови утворення магматичних порід, що складають ОМВПП та букинський комплекс ВМБ, пов'язують з тектонічними обстановками [Bogdanova et al., 2006]. Переважає думка, що ОМВПП являв собою активну континентальну країну, яка формувалась на «житомирсько-тетерівському фундаменті» завдяки субдукції океанічної плити з півночі (у сучасних координатах). Позитивні значення величини відхилення співвідношення ізотопів неодиму від хондритового резервуару ( $\epsilon\text{Nd}$ ) і низьке первинне відношення  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вказують на мантієне джерело первинних розплавів. Тоді як геохімічні характеристики порід є свідченням утворення в межах зони субдукції, тобто в разі ОМВПП, активної континентальної країни. Формування букинського комплексу відбувалося на відстані від ОМВПП у конвергентній геодинамічній обстановці [Шумлянський, 2012; Shumlyanskyu, 2014]. За даними ГСЗ і сейсмотомографії О.Б. Гінтов робить висновки, що ОМВПП є частиною зони палеосубдукції. Близько 2,0 млрд років тому відбувається не тільки субдукція внаслідок

руху Фенноскандії на південний схід, а й плюмові події в центральній частині УЩ [Гинтов, 2019].

До останнього часу ОМВПП вважався північно-західною частиною Сарматії [Bogdanova et al., 2006]. Сьогодні Околовоголишівський террейн і Білорусько-Підляський гранулітовий пояс відносять до земної кори Сарматії, а шов між Феноскандією та Сарматією — до північно-західної межі Білорусько-Підляського поясу (див. рис. 1). Межа між Феноскандією та Сарматією за даними ГСЗ являє собою не локалізований розрив літосфери, а є зоною дифузного криптичного шва завширшки 150 км [Mežuk et al., 2021; Janik et al., 2022]. У сучасному вигляді цей шов був сформований внаслідок косої континентальної колізії між двома кратонними сегментами Східноєвропейської платформи — Волго-Сарматією та Феноскандією близько 1,84—1,8 млрд років тому [Bogdanova et al., 2016]. У межах цього шва матеріали двох дотичних плит змішувалися на великих відстанях, утворюючи єдину континентальну кору. Виникнення комплексів анортозитів—гранітів рапаківі та вкорінення численних дайок феромонзонітів (йотунітів) і толейтових долеритів прутівського комплексу на УЩ є наслідком постколізійної активізації — дії мантієного плюму 1,8—1,74 млрд років тому [Bogdanova et al., 2016; Shumlyanskyu et al., 2017, 2021].

Період утворення ОМВПП (близько 2,0—1,97 млрд років тому) є часом зміни загального тектонічного стилю. Після 2,3—2,2 млрд років високомагнезійні розплави, поширені в археї і менш поширені в ранньому палеопротерозої, змінилися залізистими мантієними розплавами з підвищеним і високим вмістом заліза, калію, титану, фосфору, лугів і несумісних елементів. Збільшення частки цих елементів досягає максимуму 2,2—2,0 млрд років тому, що зумовлено зростанням ролі пікритів та базальтів, збагачених залізом і титаном [Богатиков и др., 2010]. Саме в цей час на усіх кратонах світу зафіксовано плюмові події, які супроводжувалися викидами вуглецю [Condie, 2011]. На по-

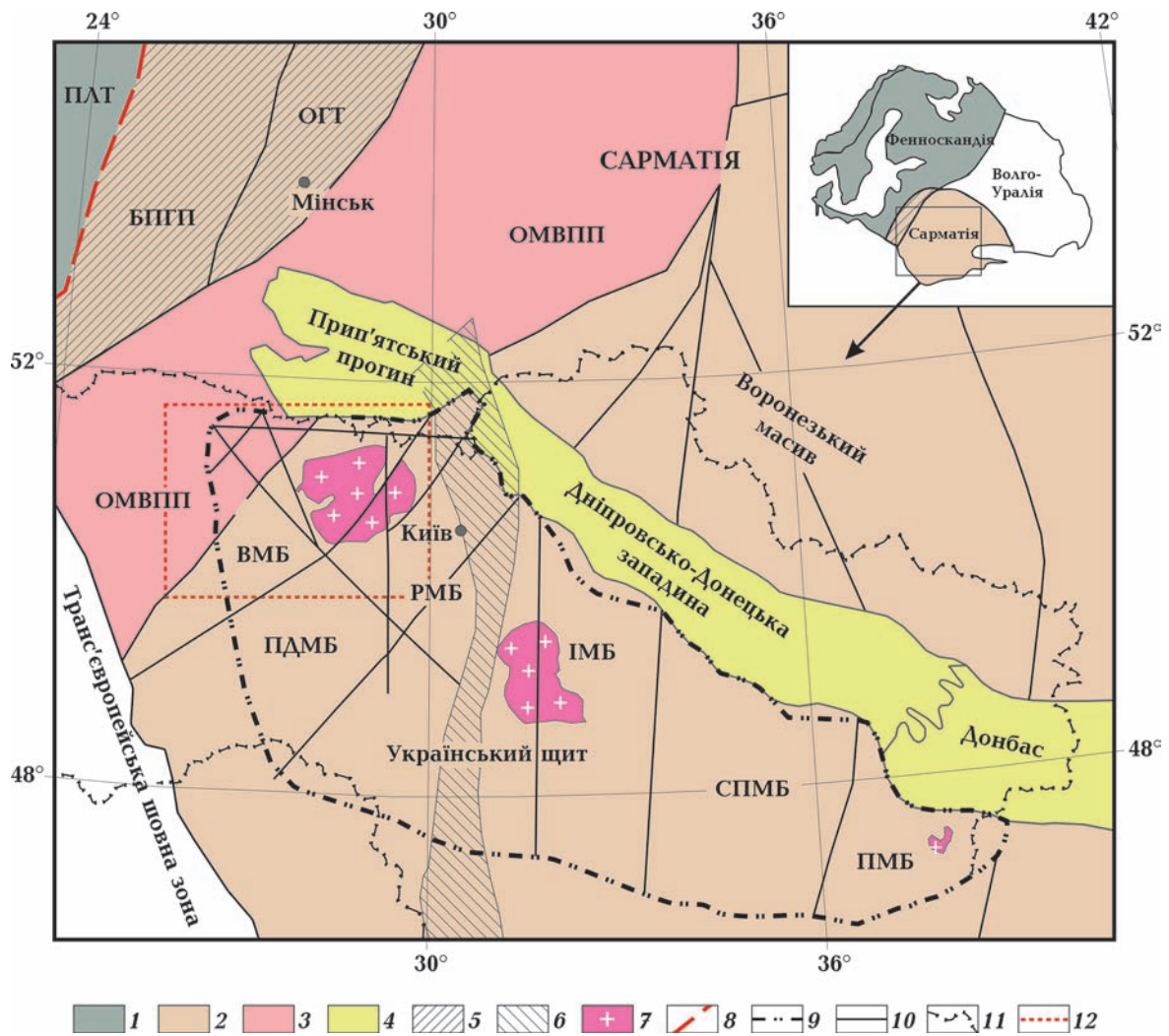


Рис. 1. Основні тектонічні структури Сарматії та її оточення [Starostenko et al., 2018]: 1 — Фенноскандія, 2 — Сарматія, 3 — Осницько-Мікашевицький вулкано-плутонічний пояс (ОМВПП), 4 — Дніпровсько-Донецький басейн, 5 — зона дифузного криптичного шва, за [Mežyuk et al., 2021], 6 — тектонічна зона Одеса—Гомель, 7 — плутони анортозитів гранітів рапаківі та лужних порід, 8 — межа між Фенноскандією та Сарматією, за [Bogdanova et al., 2016; Mežyuk et al., 2021], 9 — межа Українського щита, 10 — основні розломні зони, 11 — кордон України, 12 — район досліджень. Скорочення: мегаблоки УЩ (ВМБ — Волинський, ПДМБ — Подільський, ІМБ — Інгульський, СПМБ — Середньопридніпровський, ПМБ — Приазовський), ПЛТ — Польсько-Литовський террейн, БПГП — Білорусько-Підляський гранулітовий пояс, ОГТ — Околого-Голишівський террейн.

Fig. 1. Main tectonic structures of Sarmatia and its surroundings [Starostenko et al., 2018]: 1 — Fennoscandia, 2 — Sarmatia, 3 — the Osnitsk-Mikashevichi volcano-plutonic belt (ОМВПП), 4 — Dnipro-Donetsk Basin, 5 — the zone of diffuse cryptic suture by [Mežyuk et al., 2021], 6 — tectonic zone Odesa—Gomel, 7 — plutons of anorthosite, rapakivi granites and alkaline rocks, 8 — the border between Fennoscandia and Sarmatia by [Bogdanova et al., 2016; Mežyuk et al., 2021], 9 — the limit of Ukrainian Shield, 10 — the main fault zones, 11 — the border of Ukraine, 12 — area of studying. Abbreviations: megablocks of the Ukrainian Shield (ВМБ — Volyn, ПДМБ — Podolian, ІМБ — Ingul, СПМБ — Middle Dnieper, ПМБ — Priazovsky), ПП — Pripyat Depression, ДДЗ — Dniper-Donetsk Basin, ПЛТ — Polish-Lithuanian terrain, БПГП — Belarus-Pidlasie granulite belt, ОГТ — Okolovo-Golyshiv terrain.

верхні поширюються кальцифіри, що містять кальцит та доломіт, і графітові сланці. Кальцифіри відсутні серед архейських кар-

бонатних порід, складених брейнеритом і сидеритом, рідше магнезитом і доломітом [Усенко, 2017]. Різке збільшення вмісту

$^{13}\text{C}$  у морських карбонатах спостерігається близько 2,2 млрд років тому і триває ще 150 млн років. Максимальне накопичення чорних сланців у всьому світі відбувається 2,1—2,0 та 1,9—1,7 млрд років тому. Негативне відхилення  $\delta^{13}\text{C}$  у вугіллі та чорних сланцях (–24) свідчить про мантийне джерело метану, а кількість похованого вуглецю перевищує сучасний рівень у 12—22 рази [Holland, 2002].

Саме в цей час зміна тектонічного стилю відбувається і на ВМБ. У протерозої на ВМБ накопичуються первинно вулканогенно-осадові товщі, які відносяться до тетерівської серії. Гнейси тетерівської серії метаморфізовані за умов амфіболітової фації. Метаморфічні перетворення відбуваються внаслідок підвищення геотермічного градієнта, зумовленого перебігом плюмового процесу, який супроводжується появою шару плавлення в корі [Усенко, 2024] та утворенням переміщених та непереміщених плагіоклаз-мікроклінових гранітів житомирського комплексу (2,078, 2,072, 2,060, 2,045 млрд років тому [Шумлянський та ін., 2018]). Розташування масивів контролюється переважно розломними зонами широтного та меридіонального простягання. На сучасній земній поверхні відслонюється рівень, який під час гранітизації знаходився на глибині 15—20 км, що відповідає межі первинно вулканогенно-осадової товщі та верхньої кромки шару часткового плавлення, в якому утворювалися гранітні магми [Усенко, 2024].

Під час немирівської фази тектонічної активності (2,0—1,97 млрд років тому, за [Гинтов, 2014]) у межах УЩ сформована діагональна мережа розломів, яка контролює розташування численних дайкових роїв, магматичних комплексів і плутонів анортозитів—гранітів рапаківі, що утворилися під час суботсько-мошоринської та коростенської фаз [Гинтов, 2014; Мичак та ін., 2024]. Тектонічні рухи та магматичні події взаємопов'язані та проявляються разом [Усенко, 2019].

Відтворення загального геодинамічного процесу, в якому задіяні головні сегменти Східноєвропейської платформи, та обго-

ворення їх меж, що існували в різний час, не входить у завдання цієї статті, оскільки потребує узагальнення широкого кола геофізичних досліджень. Але визначення глибин розташування шарів, що містили розплави, і розломних зон, які поєднували ці шари, суттєво конкретизує найбільш імовірні.

Для визначення глибин розташування осередків плавлення та відтворення фізико-хімічних процесів, що в них відбуваються, пропонується наступне.

1. Поєднання інформації про будову та склад порід ОМВПП і букинського комплексу, розвиненого на ВМБ [Щербаков, 2005; Щербак и др., 2008; Шумлянський, 2012; Shumlyanskyu, 2014 та ін.], з результатами петрологічних досліджень, в яких визначено параметри плавлення—кристалізації порід мантиї та кори [Takahashi, 1986; Wyllie, 1995; Walter, 1998, 2005; Leshner et al., 2003; Lay et al., 2004 та ін.], склад флюїдних включень і температури їх гомогенізації в аналогічних магматичних комплексах [Ryabchikov et al., 2001; Ivanov et al., 2018 та ін.]. На підставі експериментальних досліджень встановлено, що розплави, отримані при частковому плавленні за різного тиску (на різних глибинах), мають різний склад [Takahashi, 1986; Кадик и др., 1990; Wyllie, 1995; Lay et al., 2004; Walter, 2005]. Це дає змогу в першому наближенні вирішувати обернену задачу з визначення глибин їх утворення або диференціації [Gudfinnsson, Presnal, 2005; Усенко, 2014].

2. Похибка цього рішення суттєво зменшується у разі використання моделі, яка враховує склад порід кори та мантиї, а також розподіл температури з глибиною та її перерозподіл в геодинамічних подіях. Введення додаткових параметрів локалізує інтервал глибин, в межах якого можливе виникнення термальної астеносфери [Гордиенко, Усенко, 2003; Гордиенко, 2007], оскільки необхідною умовою появи розплаву є перетин лінії солідусу порід певного складу за  $PT$ -умов відповідних глибин.

**Умови залягання, особливості будови та склад магматичних комплексів (вхідні дані).** Осницько-Мікашевицький вулкано-

плутонічний пояс складений інтрузивними породами осницького комплексу та товщами вулканітів клесівської серії, що відсло-

нюються лише в районі північно-західної частини УЩ та в кількох підняттях горстового типу в межах Прип'ятського прогину,

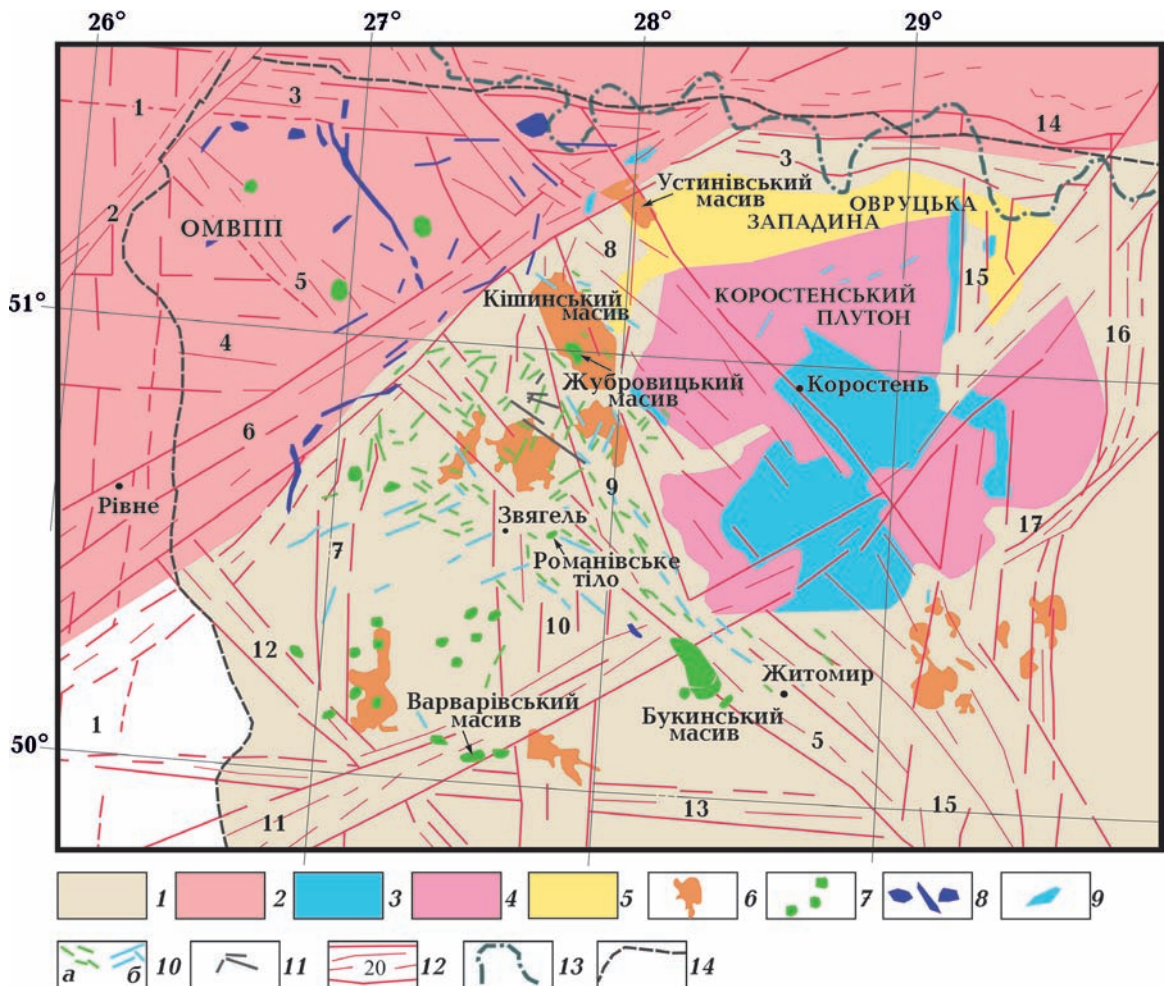


Рис. 2. Схема розташування Осницько-Мікашевицького вулканоплутонічного поясу, інтрузивних масивів і дайок ВМБ УЩ, розломних зон (за роботою [Мичак та ін., 2024], модифікована): 1 — територія УЩ; 2 — розташування ОМВПП; 3, 4 — Коростенський плутон (3 — габроїди, 4 — гранітоїди); 5 — Овруцька западина; 6 — гранітні масиви житомирського та осницького комплексів, розташовані в межах ВМБ, за [Шумлянський та ін., 2018]; 7—9 — інтрузивні гіпербазит-базитові масиви, за [Щербак и др., 2008; Костенко, 2019] (7 — осницького та букинського комплексів (немирівська фаза, за [Гинтов, 2014]), 8 — прутівського комплексу (суботсько-мошоринська фаза, за [Гинтов, 2014]), 9 — основні породи анортозит-мангеріт-чарнокіт-гранітного комплексу (суботсько-мошоринська та коростенська фази, за [Гинтов, 2014])); 10, 11 — дайкові пояси та рої, за [Костенко, 2019] (10 — діабаз лампрофірового комплексу немирівської фази (а), феромонзонітів суботсько-мошоринської та коростенської фаз (б), 11 — городницького комплексу); 12 — зони розломів та їх номери [Гинтов, 2014; Мичак та ін., 2024] (1 — Рівненська, 2 — Горинська, 3 — Поліська, 4 — Володарськ-Волинська, 5 — Сарненсько-Варварівська, 6 — Суцано-Пержанська, 7 — Шепетівська, 8 — Центральна, 9 — Смільчинська, 10 — Білоторовицька, 11 — Тетерівська, 12 — Хмільницька, 13 — Андрушівська, 14 — Південноприп'ятська, 15 — Звездаль-Заліська, 16 — Брусилівська, 17 — Чорнобильська); 13 — кордон України; 14 — межа Українського щита.

Fig. 2. Scheme of the location of the Osnytsk-Mikashevichi volcano-plutonic belt, intrusive massifs and dykes of Volyn Megablock of the Ukrainian Shield, fault zones (by the work [Mychak et al., 2024], modified): 1 — the territory of the Ukrainian Shield, 2 — the location of the Osnytsk-Mikashevichi volcano-plutonic belt; 3, 4 — Korosten Pluton (3 — gabroids, 4 — granitoids), 5 — Ovruch Depression, 6 — granite massifs of the Zhytomyr and Osnytsk complexes, located within the ВМБ (by the work [Shumlyanskyu et al., 2018]); 7—9 — intrusive hyperbasite-basite massifs [Shcherbak et al., 2008, Kostenko, 2019] (7 — Osnytsk and Buk complexes (Nemyriv

де він поширений до тектонічної зони Оdesa—Гомель [Bogdanova et al., 2006] (див. рис. 1, рис. 2).

Зазвичай розплави під час підйому захоплюють інтрузивні породи — ксеноліти, що кристалізувалися на різних глибинах. В ОМВПП у вигляді ксенолітів збереглися метаефузиви, занурені в інтрузивні граніти. Утворення ОМВПП не супроводжувалося накопиченням осадових, а ступінь метаморфізму не перевищувала епідотамфіболітової фації. В ерозійних вікнах серед гранітів осницького комплексу знаходяться метаморфізовані породи тетерівської серії [Щербаков, 2005], тобто магматичні породи накладені на існуючий кристалічний фундамент.

У розрізах кислі та основні породи перешаровуються та сумісно зім'яті в складки, крила яких мають круте падіння. Нижня частина складена дацитами та ріолітами, верхня — середніми та основними породами. Граніти та гранодіорити утворюють масиви зі смугастою будовою, в яких чергуються смуги північно-східного та субширотного простягання [Петрологія..., 1990]. Основні породи в ОМВПП пов'язані з діагональними зонами розломів північно-західного та північно-східного простягання, а осницьких гранітів — субширотного та східно-північно-східного [Щербаков, 2005]. Також постійна асоціація гранітів і базитів та реакційні взаємини між ними.

В ефузивних метабазальтах, метаандезитобазалятах та інтрузивних метагабродіах та амфіболізованих долеритах головні мінерали — епідотизований плагіоклаз (25—60 %) і рогова обманка (40—65 %) по піроксену, релікти якого присутні у незначній кількості (5—10 %). Калій концентру-

ється в біотиті (описи порід згідно з публікаціями [Щербаков, 2005; Шумлянський, 2012, Shumlyanskyu, 2014]. Базити часто містять до 10 % кварцу та 5—7 % рудних. Присутні карбонати та апатит. Акцесорна мінералізація — циркон, апатит, титаніт, магнетит. Єдина порфірова фаза — плагіоклаз. У діоритах зростає доля біотиту, скорочується рогової обманки, з'являється калієвий польовий шпат (КПШ), який містить залишки плагіоклазу, рогової обманки та біотиту. Доля біотиту скорочується, а КПШ зростає у гранітах, де стає рівною долі плагіоклазу (олігоклазу-андезину) і кварцу.

Найбільш поширені темноколірні породи — діорити віривського типу. Утворюють ксеноліти та включення в перші сотні метрів. Від осередненого діориту відрізняються нижчим вмістом  $\text{SiO}_2$ , вищим  $\text{MgO}$  та дуже високим  $\text{K}_2\text{O}$ . Склад: рогова обманка та біотит в різних пропорціях, плагіоклаз, кліношпроксен, КПШ. За часом появи синхронні із габро. Первинна висока калієва лужність притаманна багатьом магматичним породам цього регіону [Щербаков, 2005].

Формування осницького комплексу відбувалося в декілька фаз: розпочалося з гранітів [Петрологія..., 1990], надалі, за [Shumlyanskyu et al., 2014], з'явилися базальти вискомагнезійної серії, знову граніти та низькомагнезійні базальти. Опис, наведений в монографії [Петрологія..., 1990] відображає безперервне надходження розплавів різного складу: основних — по зонах розломів північно-західного простягання, а гранітів — субширотного східно-північно-східного [Щербаков, 2005].

Л.В. Шумлянський поділяє породи ос-

phase [Gintov, 2014]), 8 — Prutivka complex (Subotsy-Moshorino phase [Gintov, 2014]); 9 — the main rocks of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite complex (Subotsy-Moshorino and Korosten phases [Gintov, 2014]); 10, 11 — dike belts and swarms [Kostenko, 2019] (10 — diabase lamprophyre complex of the Nemirov phase (a), ferromonzonites of the Subotsy-Moshorino and Korosten phases (b); 11 — Gorodnytsky complex); 12 — fault zones and their numbers [Gintov, 2014; Mychak et al., 2024] (1 — Rivnenska, 2 — Gorynska, 3 — Polyska, 4 — Volodarsk-Volynska, 5 — Sarnensko-Varvarivska, 6 — Sushchano-Perzhanska, 7 — Shepetivska, 8 — Centralna, 9 — Yemilchynska, 10 — Belokorovytska, 11 — Teterivska, 12 — Khmilnykska, 13 — Andrushivska, 14 — Pivdenno-prypiatska, 15 — Zvizdal-Zaliska, 16 — Brusylivska, 17 — Chornobylyska); 13 — the border of Ukraine; 14 — contour of the Ukrainian Shield.

ницького комплексу на високо- та низькомагнезіальну серію. Ряд високомагнезіальних габроїдів містить пікрити. Низькокремнеземисті базальти відносяться до толейтів нормального ряду, які з ростом вмісту  $\text{SiO}_2$  та лугів ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) переходять в сублужний ряд. З Шепетівською зоною розломів пов'язані тіла ультрабазитів осницького комплексу (с. Ракитне). Поява базальтів відбувається двічі, а між ними з'являються граніти, серед яких найпоширенішими є плагіоклаз-калішпатові [Шумлянський, 2012; Shumlyanskyu, 2014]. У післягранітних базитах значною мірою проявлені ознаки контамінації речовиною кори.

Одночасно на перетині діагональних розломних зон між собою та з ортогональними утворилися масиви *букинського комплексу* (див. рис. 2). На південному сході ВМБ на перетині Тетерівської, Ємилівської та Сарнинсько-Варварівської зон розломів знаходиться Букинський масив та його сателіти (Придорожний, Годиха та Залізняка), а Варварівський масив — на перетині Тетерівської, Білорівницької та Андрушівської зон розломів. І.Б. Щербаков відносить до букинського комплексу Романівське тіло, розташоване на перетині Сарнинсько-Варварівської та Білорівницької зон розломів [Щербаков, 2005]. У масивах букинського комплексу представлені ультрабазити — переважно піроксеніти, які залягають у вигляді шарів серед габроноритів. Піроксени — діопсид-саліт (45—80 %) і гіперстен (20—25 %). Ортопіроксени заповнюють інстерстиційний простір між великими табличчастими кристалами клінопіроксену (діопсиду). Габро та габронорити складені плагіоклазом (65—70 %), піроксенами (10—40 %) і біотитом (3—20 %). Присутні рогова обманка, КПШ та кварц, хлорит і карбонат. Діорити та габродіорити складені плагіоклазом, біотитом, роговою обманкою, піроксенами. Доля КПШ та кварцу 0—10 %. На відміну від Букинського масиву, серед ультрабазитів-базитів якого переважають клінопіроксеніти, у Варварівському розвинуті ортопіроксеніти, зазвичай плагіокла-

зові або плагіоклазвмісні. Габроїди представлені габро та габроноритами.

Властивістю букинського комплексу є розповсюдження піроксенових, біотит-піроксенових, амфібол-біотит-піроксенових і кварцових монцонітоїдів, в яких доля КПШ змінюється від 8 до 30 %, а кварцу — від 8 до 20 %. Монцонітоїди (монцодіорити, монцоніти, монцогабро, габросієніти, монцогабронорити) містять орто- та клінопіроксен (діопсид). КПШ розвинутий в міжзерновому просторі, іноді з димчастим кварцом. Вони складають 90 % площі Варварівського масиву. Між габро та монцонітами дуже поширені реакційні взаємини. У породах осницького комплексу монцонітоїди поширені у вигляді облямівок навколо габроїдів.

Ще однією особливістю складу є поширення ортопіроксену навіть у породах середнього та кислого складу та підвищений вміст  $\text{K}_2\text{O}$  [Шумлянський, 2012]. У породах букинського комплексу розвинений біотит. Присутня магматична рогова обманка. В усіх масивах хромшпінеліди представлені двома генераціями — високомагнезіальними та низькомагнезіальними хромітами.

Масиви ультраосновних та основних порід, що належать до осницького та букинського комплексів, мають багато спільних рис, але будова кожного своєрідна [Щербаков, 2005]. М.М. Костенко поділив їх за способом диференціації: 1) в глибинних камерах — гіпербазит-габронорит-монцоніт-діорит-гранодіоритова асоціація (Букинський масив); 2) камерно диференційована гіпербазит-габроноритова асоціація (масив Залізняка, сателіт Букинського масиву); 3) недиференційовані суттєво гіпербазитові (Романівський масив); 4) габроноритові (Жубровицький масив) [Костенко, 2019]. Цей поділ дає уявлення про різноманітність масивів, що належать до комплексу, а також виявляє основні типи магм, з яких утворені масиви: «гіпербазитова», «габроноритова-діоритова» та «монцонітова». Очевидно, що дві останні не можуть виникнути з однієї вихідної магми за будь-яких умов. Але і цей поділ є

спрощеним, бо, наприклад, навіть відносно просто побудоване Романівське тіло, хоч і складене переважно гіпербазитами, має складну послідовність розшарування: олівінові піроксеніти та ортопіроксеніти центральної частини та амфіболітизовані габро ендоконтактової частини перешаровуються з плагіопіроксенітами та габроноритами [Щербаков, 2005], що неможливо при одноразовому надходженні розплаву та диференціації безпосередньо в магматичній камері. Породам масиву притаманний низький вміст Ni та підвищений MgO та CaO, що є характерним для ультрабазитів букинського комплексу, тобто його найімовірніший вік 2,0—1,98 млрд років.

У Букинському масиві (вік 1,987 млрд років), утвореному під час немирівської фази тектонічної активності [Мичак та ін., 2024], присутні дайки молодшого стрибізького комплексу (вік біля 1,76 млрд років), вкорінені під час суботсько-мошоринської фази, синхронно з прутівським комплексом [Шумлянський, 2012; Shumlyanskyu et al., 2017]. Порівняно з букинським комплексом породи мають інший мінеральний склад (олівінове габро) і значно підвищений вміст магнію, заліза та титану. У безпосередній близькості знаходиться і Прутівське тіло (вік 1,777 млрд років) [Шумлянський, 2012; Shumlyanskyu et al., 2021]. Тобто перетин на малій площі розломних зон різних напрямків призводить до появи магматичних порід під час кожного етапу тектонічної активності. В одному масиві можуть знаходитись породи, утворені на різних етапах: синхронні осницькому та букинському комплексу (немирівська фаза тектонічної активності) і пов'язані з двома етапами формування Коростенського плутону (суботсько-мошоринською та коростенською фазами, за [Гинтов, 2014; Мичак та ін., 2024]).

Але й частина самого Букинського масиву, утворена синхронно з осницьким комплексом, доволі складно побудована. Габроїди та ультрамафіти розташовуються по краях та у вигляді ксенолітів серед монцонітів. У центральній частині знаходяться діорити та габродіорити. Вони ото-

чені двопіроксеновими монцодіоритами, далі кварцовими монцонітами та амфібол-біотитовими монцодіоритами. Також серед монцонітоїдів Букинського масиву присутні ксеноліти піроксенітів та габроноритів ранніх фаз.

Якщо під час формування тетерівської серії та пов'язаних з нею гранітних масивів задіяні переважно широтно-меридіональні розломні зони [Усенко, 2024], то під час виникнення осницького та букинського комплексів, а також упродовж утворення Коростенського плутону та дайок долеритів прутівського активні переважно діагональні. А масиви ультраосновних-основних порід знаходяться на перетині ортогональних та діагональних зон розломів.

Аналіз глибинного процесу повинен враховувати умови утворення всіх без винятку магматичних комплексів. Кишинський та Устинівський гранітні масиви Л.В. Шумлянський відносить до осницького комплексу [Шумлянський та ін., 2018]. Вони розташовані безпосередньо на ВМБ на перетині Суцано-Пержанської зони розломів з Ємельчинською та Центральною, що може бути додатковим свідченням їх утворення під час немирівської фази тектонічної активності. Кишинський масив складають граніти віком 1,996—1,992 млрд років [Щербак и др., 2008]. У межах ВМБ до осницького комплексу належать мучулянські (вік —1,97 млрд років) і мухарівські (вік 1,989 та 1,956 млрд років) граніти, які дещо молодші за житомирські [Шумлянський та ін., 2018]. Кишинський масив містить Жубровицький, в якому за складом переважають двопіроксенові кварцові габро і габро-долерити [Шумлянський та ін., 2009].

До осницького комплексу в статті [Костенко, 2019] віднесено і численні дайки діабаз-лампрофірової формації, поширені на всій західній частині ВМБ, але максимумально — Сарнинсько-Варварівською та Ємельчинською розломними зонами, де вони утворюють структуру, близьку до кільцевої (див. рис. 2). На їх перетині з Володарськ-Волинською та Білокоро-

вицькою, в межах цієї структури, знаходиться Городницький інтрузив і дайки, які належать до городницького комплексу. Городницький інтрузив складений лужно-ультраосновними мельтейгітами-ійолітами, які містять до 5—10 % магнезійного олівіну ( $f$  8—10), діопсид (егіриндіопсид) і нефелін, гранат (андрадит-меланіт), п'ять різновидів хромшпінелідів, ільменіт, магнетит. Усі тіла містяться в гранітоїдах, з якими мають січні контакти. Ореоли фенітизації також свідчать про молодший вік масивів городницького комплексу від гранітів шереметівського, віком 2,15 млрд років. Вік цирконів варіює в межах 2,09—2,014 млрд років [Shumlyansky et al., 2016]. Тобто лужні ультрабазити, що супроводжуються ореолами фенітизації та карбонатними метасоматитами, з'являються напередодні утворення осницького та букинського комплексів. Поява лужних ультрабазитових розплавів, глибина утворення яких відповідає глибині утворення кімберлітів [Щербаков, 2005], свідчить про значну проникність глибинних розломних зон.

У підсумку можна окреслити ті особливості складу та будови осницького та букинського комплексів, які, на думку автора, свідчать про умови появи та диференціації розплавів, спричинені глибинним геодинамічним процесом.

1. У базитах та ультрабазитах обох комплексів, утворених 2,0—1,97 млрд років тому, переважають основні плагіоклази (кристалізуються першими) і піроксени. Олівін відсутній або малопоширений лише в ультрабазитах. Породи, що містять олівін, належать до молодших прутівського або стрибізького комплексів. Ортопіроксен поширений в усіх масивах комплексу, але у Варварівському на південно-західній межі (перетин Білокоровицької, Тетерівської та Андрушівської зон розломів) його кількість значно переважає: розвинуті гіперстенові монцодіорити.

2. В обох комплексах існують дві групи порід, різні за напрямками диференціації: 1) ультрабазити (піроксеніти без олівіну та плагіопіроксеніти з лабрадором), габрої-

ди та діорити з плагіоклазом; 2) монцонітоїди (зокрема габромонцоніти), в яких доля КППШ не менша за долю плагіоклазу (олігоклазу-андезину). Тобто породи, що містять основний плагіоклаз (лабрадор), асоціюють з породами, в яких доля КППШ близька до долі плагіоклазу, присутні піроксени. Але з вихідної магнезійної магми, збагаченої на кальцій, внаслідок кристалізаційної диференціації не можуть утворитися магми, збагачені на калій та залізо. Також ці групи порід мають реакційні взаємини в межах масивів, що може свідчити, що з осередку (осередків) плавлення вони надходили окремо.

3. Високий вміст калію спостерігається вже в мантийних розплавах. Низькокремнеземисті андезити, що містять багато калію та магнію, є мантийними похідними [Щербаков, 2005]. Тобто одночасно існує два різновиди мантийних розплавів: «кальцієвий» та «калієвий». Проявлені і два різновиди накладених процесів — розвиток КППШ по плагіоклазу та фенітизація. Перші більше поширені на сході від Білокоровицької зони розломів, другі — на заході (північному заході).

4. В ОМВПП переважають, а в масивах букинського комплексу представлені граніти, які хоч і мають мантийні ознаки, але не можуть бути утворені безпосередньо внаслідок диференціації базальтового розплаву. Перешаровуються з базальтами, андезитами.

5. Імовірно, у цей час на ВМБ утворені і дайки долеритів діабаз-лампрофірової формації, а напередодні — дайкові тіла лужно-ультраосновних порід городницького комплексу.

6. Варто зазначити, що породам осницького комплексу притаманне накопичення Ті, дефіцит Nb та Та. Але кількість Ті значно менша, ніж в породах, пов'язаних з Коростенським плутоном. Не зафіксовано і Ni-Cu зруденіння.

**Об'єднання результатів експериментальних досліджень з петрології та геохімії з термодинамічною моделлю** застосовано для визначення *PT*-умов утворення розплавів різного складу та покладено в

основу аналізу вхідних даних. Надалі перераховано та уточнено основні положення, частину яких детально розглянуто в публікаціях [Усенко, 2014, 2017].

1. Результати геофізичних досліджень доводять, що сьогодні термальна астеносфера в мантії континентів існує локально, її верхня межа розташована на різних глибинах [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006; Jones et al., 2010; Бурахович, Кушнір, 2023]. У деяких випадках зафіксовано одночасне існування осередків плавлення в мантії та корі [Бурахович, Кушнір, 2024]. На геофізичних моделях, виділяються розломні зони глибинного закладення, частина яких сьогодні активована [Макаренко та ін., 2023; Бурахович, Кушнір, 2024]. Вони перетинають межу поділу Мохо, а частина занурюється в мантію на десятки кілометрів [Гинтов, 2019]. Більша частина розломних зон УЩ виникла в протерозої, найстарші — 2,8 млрд років тому [Гинтов, 2014].

2. За визначеннями ізотопного віку та

РТ-умов утворення ксенолітів доведено, що від початку протерозою під континентами існує літосфера, потужність якої більша за 250 км [Griffin et al., 2014; Ionov et al., 2015 та ін.]. Але на всіх кратонах присутні ксеноліти, вік яких становить 2,1—1,7 млрд років, що зазвичай трактується як перетворення мантії внаслідок плюмової події [Ionov et al., 2015].

3. Можливість утворення розплаву з кристалічної породи обмежена лінією солідуса порід, склад яких різний в корі та мантії (рис. 3). У першому наближенні можна говорити, що розташування поділу Мохо (на континентах та за відсутності термальної астеносфери) визначено поширенням порід гранулітової фації метаморфізму та межею стійкості плагіоклазу (1,2—1,5 ГПа), що пов'язано з стабілізацією  $Al^{IV}$ -координованих польових шпатів відносно піроксену та гранату  $Al^{VI}$  зі зменшенням тиску [Best, 2003; Gudfinnsson, Presnal, 2005]. Кварц та КППШ присутні лише у породах

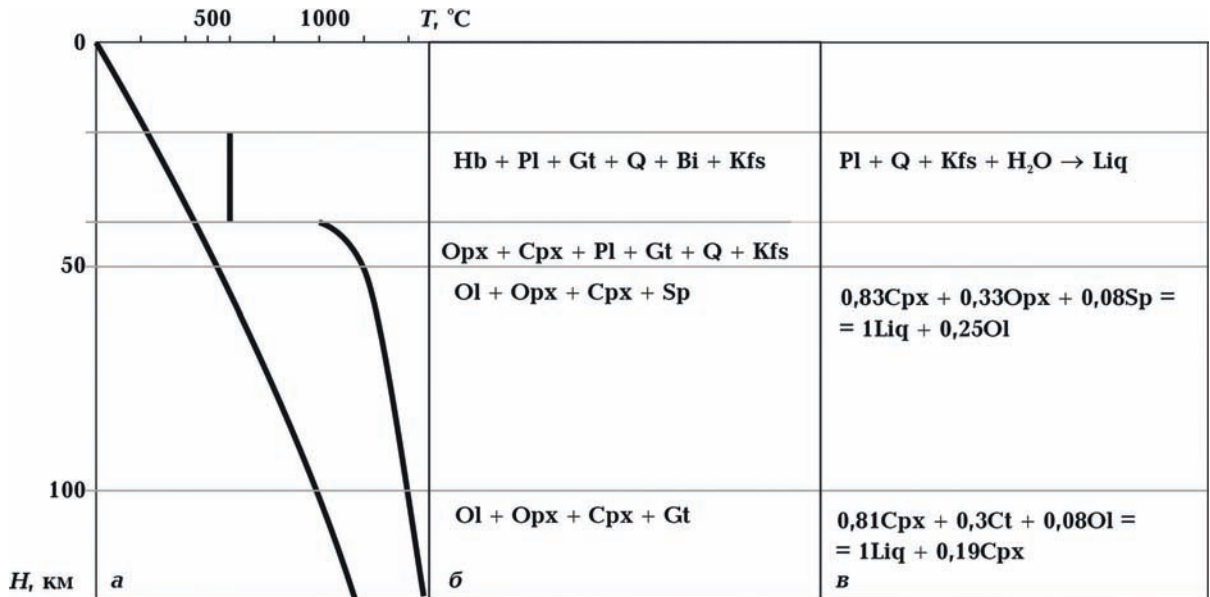


Рис. 3. Розподіл температур та лінія солідусу [Гордиенко, 2007] (а), склад кори [Специус, Серенко, 1990] і мантії [Carlson et al., 2005] (б), фазові реакції в корі [Wyllie, 1977] і мантії [Walter, 1998, 2005] (в). Hb — амфібол, Cpx — клинопіроксен, Opx — ортопіроксен, Ol — олівін, Pl — плагіоклаз, Bi — біотит, Q — кварц, Kfs — калієвий польовий шпат, Gt — гранат, Sp — шпінель, Liq — розплав.

Fig. 3. Temperature distribution and line of solidus [Gordienko, 2007] (a), composition of the crust [Specius, Serenko, 1990] and mantle [Carlson et al., 2005] (b), phase reactions in the crust [Wyllie, 1977] and mantle [Walter, 1998, 2005] (v). Hb — amphibole, Cpx — clinopyroxene, Opx — orthopyroxene, Ol — olivine, Pl — plagioclase, Bi — biotite, Q — quartz, Kfs — potassiumfeldspar, Gt — garnet, Sp — spinel, Liq — melt.

кори [Специус, Серенко, 1990]. У мантії поширені перидотити, що містять олівін, залізистість якого в незмінених мантійних породах дещо зменшується із глибиною. Піроксени з'являються у породах гранулітової фації та стійкі у верхній мантії. Вище глибини утворення найбільш високобарних ксенолітів (250 км) незмінена мантія складена переважно перидотитами, в яких варіює співвідношення олівіну і піроксенів, гранату [Carlson et al., 2005].

4. Необхідною умовою появи шару плавлення є перетин лінії солідусу порід за  $PT$ -умов відповідних глибин. Але лінія розподілу температур (за геотермічного градієнта  $40 \text{ мВт/м}^2$ ) віддалена від лінії солідусу на сотні градусів (рис. 4). Інший розподіл зафіксовано в метасоматично змінених ксенолітах з ультраосновних та основних вулканічних порід. Температури значно вищі, а максимальні значення розташовані вздовж мантійної адиабати. Підвищення температур фіксується в мінералах, змінених внаслідок впливу на літосферну мантію перегрітих розплавів-флюїдів. Вони відокремлювалися від термальної астеносфери, що розташовувалася нижче. Розподіл температур, визначений в метасоматично змінених ксенолітах, вникає напередодні магматичного процесу та фіксує умови, що тривали відносно короткий проміжок часу. Коли температури перевищують солідусні відбувається плавлення, яке починається з новоутворених мінералів [Dawson, 2002; Créon et al., 2017]. Максимально наближені до солідусу температури визначено в метасоматично змінених мінералах ксенолітів кімберлітової трубки Лесото, де встановлено зміну напрямку (злам) геотерми [Boyd et al., 2004; O'Reilly, Griffin, 2010].

Тобто на континентах: 1) ініціальне плавлення можливе на глибинах понад 220 км, але й там зумовлено надходженням флюїдів, які спричиняють метасоматичні зміни [Boyd et al., 2004]; 2) шар плавлення (термальна або геоелектрична астеносфера) не може існувати тривалий час без додаткового надходження тепла та речовини, оскільки температура в ньому буде

поступово зменшуватись до рівня розподілу, що відповідає стаціонарній геотермі [Гордиенко, Усенко, 2003].

5. **Склад розплаву** залежить від тиску, за якого відбувається плавлення чи диференціація внаслідок зміни фазової реакції (див. рис. 3). За  $P < 3$  ГПа плавляться переважно піроксени, а кристалізуються олівіни (фазова реакція:  $5\text{Orx} + 83\text{Crx} + 12\text{Sp} = 84\text{Liq} + 16\text{Ol}$  за  $P = 2$  ГПа). Якщо  $P > 3$  ГПа олівіни також беруть участь в плавленні, а кристалізуються піроксени ( $18\text{Ol} + 57\text{Crx} + 25\text{Garn} = 46\text{Liq} + 54\text{Orx}$  за  $P =$

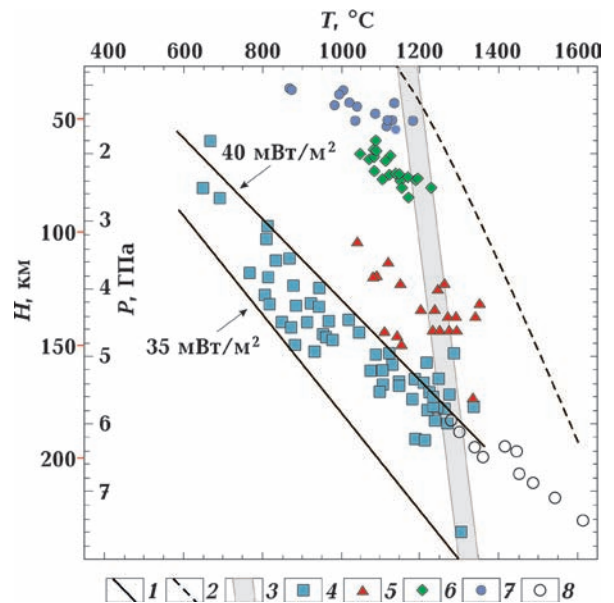


Рис. 4. Розподіл температур в мантії: 1 — геотерми, 2 — лінія солідусу мантійних порід, 3 — мантійна адиабата, за [Carlson et al., 2005], 4—8 —  $PT$ -умови утворення метасоматично змінених і незмінених ксенолітів (4 — з кімберлітів кратону Слейв (квадрати), 5 — карбонатитів Танзанії (трикутники), 6 — базальтів Вітімського плато, за [Carlson et al., 2005], 7 — базальтів Панонського басейну [Créon et al., 2017], 8 — метасоматично змінених ксенолітів з кімберлітів Лесото [Boyd et al., 2004]).

Fig. 4. Distribution of temperatures in the mantle: 1 — geotherms, 2 — solidus line of mantle rocks, 3 — mantle adiabat according to [Carlson et al., 2005], 4—8 —  $PT$ -conditions for the formation of metasomatically changed, and unchanged, xenoliths (4 — from kimberlites of the Slave Craton (squares), 5 — carbonatites of Tanzania (triangles), 6 — basalts of the Vitim Plateau according to the work [Carlson et al., 2005], 7 — basalts of the Pannonian Basin [Créon et al., 2017], 8 — altered xenoliths from the kimberlites of Lesotho [Boyd et al., 2004]).

=7 ГПа) [Walter, 1998, 2005]. Тобто базальти можуть утворюватися за  $P < 3$  ГПа, тоді як високомагнезійні ультраосновні розплави за  $P \sim 6-7$  ГПа та виключно за рахунок часткового плавлення мантіїних перидотитів [Takahashi, 1986; Кадик и др., 1990; Wyllie; 1995; Walter, 2005]. Але й у цьому випадку необхідні додаткові джерела тепла (див. рис. 3, 4).

6. Оскільки ініціальне плавлення можливе на глибині, яка відповідає тиску 7 ГПа, первинні магми на континентах — ультраосновні (рис. 5). Їм притаманний високий вміст MgO та низький  $Al_2O_3$  та  $SiO_2$ . Поява основних магм пов'язана з надходженням ультраосновного розплаву (у суміші з кристалами та флюїдами) на вищі рівні. За нових *PT*-умов відбувається підвищення ступеня плавлення за рахунок піроксена, що призводить до падіння долі MgO та зменшення CaO та FeO, і швидко зростає доля  $Al_2O_3$ . Також важливу роль відіграють хімічні реакції між флюїдом і розплавом, відокремлення новоутвореного флюїду та розплаву, кристалізаційна диференціація та інші фізико-хімічні взаємодії, наслідком

яких є формування розплавів базальтового складу на глибинах 50—100 км [Усенко, 2014].

7. Додатковим доказом глибинного утворення можуть бути високі температури кристалізації на поверхні ультраосновних та основних розплавів, підтверджені експериментально. Температури гомогенізації силікатної частини включень в олівінах пікритів плато Путорана Сибірської трапової провінції становлять 1290—1340 °С, у плагіоклазах і клінопіроксенах базальтів — 1190—1215 °С. Також привертає увагу висока кількість флюїду:  $CO_2$  — 2 мас. % за близької кількості  $H_2O$ , сірки 0,01—0,16 мас. %, фтору 0,15—0,35 мас. %, хлору 0,03—0,06 мас. % [Ryabchikov et al., 2001]. Очевидно, йдеться про процеси, що відбуваються після початку кристалізації на поверхні, тобто про значно нижчі і температури, і кількість флюїдів, ніж були в первинному розплаві. Оцінка в статті [Ryabchikov et al., 2001] температури розплаву — 1630—1660 °С, тиску, за якого він утворений, — 7 ГПа. Наближені значення отримано для первинних магм гудчихин-

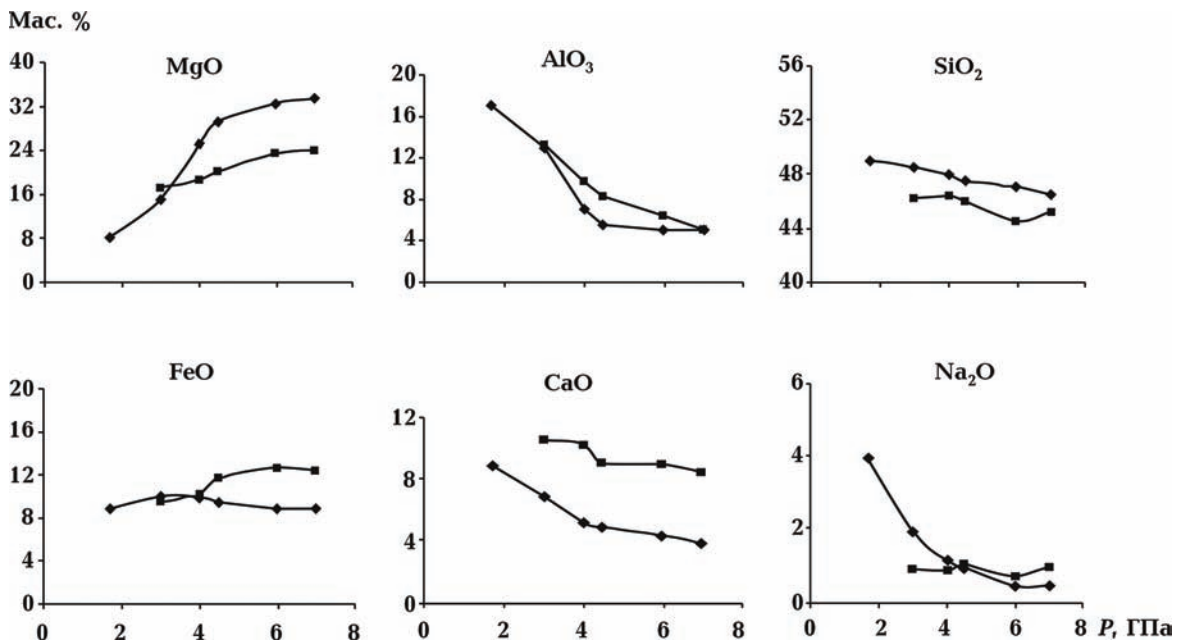


Рис. 5. Експериментально встановлена залежність вмісту петрогенних оксидів у розплаві від тиску. Ромби в металевій [Takahashi, 1986], квадрати в графітовій [Walter, 1998] капсулах.

Fig. 5. The experimental dependence of the content of petrogenic oxides in the melt on pressure. Rhombs are in metal [Takahashi, 1986], squares are in graphite [Walter, 1998] capsules.

ської світи Сибірської трапової провінції. Розраховано первинні  $T=1640\pm 90$  °С та  $P=6\div 8$  ГПа [Соболев та ін., 2009a]. Треба зауважити, що навіть у Сибірській траповій провінції відносна кількість ультраосновних магм дуже незначна. У східній частині Норильського району пікрити утворюють три прошарки потужністю в перші десятки метрів у нижній частині півторакілометрової товщі базальтів. Тобто незрівнянно більша частина речовини надходить з осередків плавлення, в яких відбувалася подальша диференціація. Кількісна перевага базальтів може свідчити, що ці осередки були розташовані вище 100 км.

Отже, первинні ультраосновні розплави утворюються на глибині понад 220 км. Але поверхні вони досягають дуже рідко в зонах перетину надглибинних розломів і в невеликій кількості. Переміщення розплавів пов'язане з плюмовою діяльністю чи/та тектонічною активністю — адвективною ланкою конвективних течій. Проявлено утворенням трапових провінцій, рифтів, складчастих областей. Серед магматичних порід на поверхні незрівнянно ширше представлені базальти, тому що термальна астеносферу, розташовану на глибині 50—100 км, та поверхню поєднує мережа розломних зон, що перетинають поділ Мохо [Гинтов, 2014; Мичак та ін., 2024]. У складчастих областях і рифтах, де термальна астеносфера на межі кори та мантиї існує понад 5 млн років, тривалий процес призводить до широкомасштабного плавлення кори, тому найпоширенішими є корові похідні — граніти [Гордиенко, Усенко, 2003].

**8. Геодинамічний процес утворення розплавів у зонах субдукції** залежить від  $PT$ -умов (перетину лінії солідусу базальту в присутності води), а склад розплавів заданий цими умовами.

У разі субдукції (в процесі якої утворені зокрема породи ОМВПП, за [Bogdanova et al., 2006; Shumlyanskyu, 2014; Гинтов, 2019]) йдеться про занурення холодної речовини (кори базальтового складу) з поверхні в астеносферну мантию, для появи та існування якої від початку протерозою потрібне над-

ходження перегрітої речовини внаслідок плюмової діяльності. Фундаментальним парадоксом вулканізму зони субдукції є наявність розплаву та високого теплового потоку, що прилягає до величезного тепловідводу — холодної субдукційної плити [Best, 2003]. За наведеними описами порід ОМВПП передбачається поява не тільки гранітних, а й базальтових та андезитобазальтових магм за рахунок її плавлення. Якщо для утворення гранітного розплаву з базальту в присутності водних флюїдів достатньо плавлення польових шпатів та кварцу за температури 600—700 °С, то для виникнення основного потрібне майже стовідсоткове плавлення. Але температура ліквідусу порід, що містять піроксени (базальтів, гранулітів або еклогітів), перевищує 1200 °С за  $P=0,1$  ГПа [Wyllie, 1977] (рис. 6). Трохи нижча в діапазоні тиску 1—4 ГПа для толейтових базальтів — 1050—1100 °С [Green, 1982]. Навіть поява андезитового розплаву потребує температури 1000 °С у присутності водних флюїдів. Плавлення базальтової кори з утворенням базальтових або андезито-базальтових магм може відбуватися за  $T>1000$  °С, що значно вище за температурі (600 °С), яка існує на межі кори та континентальної мантиї згідно з розподілом (див. рис. 3). До того ж температура самого базальтового розплаву на поверхні більша за 1215 °С [Ryabchikov et al., 2001]. Температури початку кристалізації пікритових розплавів за результатами гомогенізації включень в олівінах перевищують 1450 °С [Ryabchikov et al., 2001]. У статті [Green et al., 2001] умови утворення пікритів у присутності великої кількості летючих ( $\text{CO}_2$  та  $\text{H}_2\text{O}$ )  $P=1,5\div 2,0$  ГПа та  $T=1430\div 1450$  °С, базальтів — 1320 °С.

З іншого боку, температура кристалізації перидотиту, з якого складається мантия, становить 1200 °С. Для утворення шару плавлення в мантиї на глибині 50—60 км потрібні вищі температури. Поява та існування на межі кори та мантиї шару плавлення потребує джерело тепла, що підтримувало б  $T>1400$  °С. Холодна базальтова кора повинна занурюватися в астеносферу, де температура суттєво вища за  $T$  солідусу,

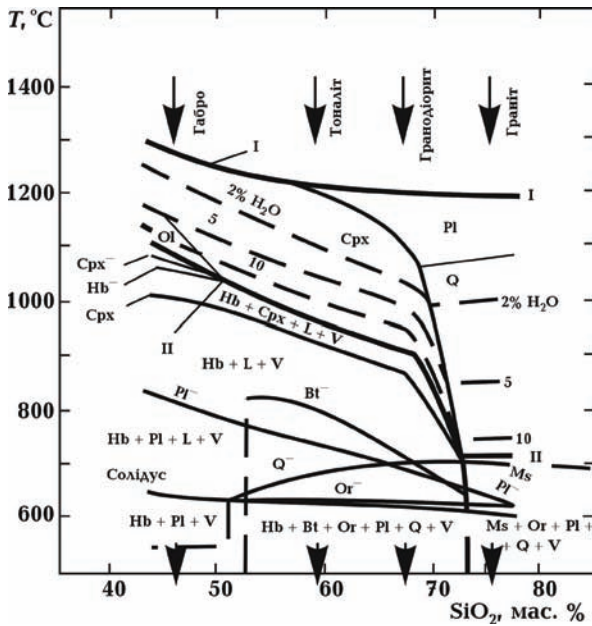


Рис. 6. Фазова діаграма для серії габро-граніт із змінним вмістом води за тиску 0,1 ГПа [Wyllie, 1977]: I — «сухий» ліквідус, II — ліквідус із надлишком води. Штрихові лінії — вміст води в розплаві, в мас. %. Срх — клінопіроксен, Pl — плагіоклаз, Ms — мусковіт, Bt — біотит, Q — кварц, Or — ортоклаз, Gar — гранат, Hb — амфібол (рогова обманка). Знак «-» — зникнення фази.

Fig. 6. Phase diagram for a gabbro-granite series with variable water content at the pressure of 0.1 GPa [Wyllie, 1977]: I — «dry» liquidus; II — liquidus with an excess of water. Dashed lines — water content in the melt, mass. %. Cpx — clinopyroxene, Pl — plagioclase, Ms — muscovite, Bt — biotite, Q — quartz, Or — orthoclase, Gar — garnet, Hb — amphibole (hornblende). The «-» — sign is the disappearance of the phase.

оскільки має відбуватися плавлення плити, а не кристалізація існуючої астеносфери (рис. 7). Температура 1400 °C приблизна та наведена за статтею [Best, 2003], а не є розрахунком теплової моделі.

Тобто для появи термальної астеносфери, в яку може занурюватися плита в зоні субдукції, необхідне існування шару плавлення. Він може утворитися лише внаслі-

док плюмового процесу, а загальний конвективний процес, крім низхідної ланки, повинен включати і адвекцію речовини на суміжній території. Це не обов'язково зона рифтингу (як у Прип'ятському прогині або Дніпровсько-Донецькій западині в девоні). Проявами плюму може бути утворення складчастої області (як у Карпато-Панонському регіоні від тріасу до сучасності) або трапової провінції (як на Сибірській платформі в пермі—тріасі або на Волино-Подільській плиті у венді).

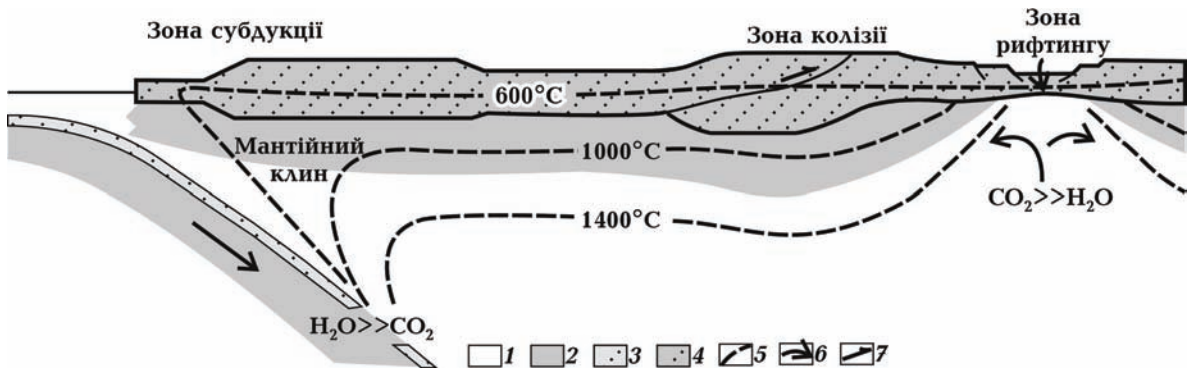


Рис. 7. Розподіл мінімальних температур (схематична ізотерма) у зонах рифтингу (окремий випадок прояву плюмового процесу), колізії та субдукції, який забезпечує можливість утворення розплаву з океанічної плити за рахунок поглинання тепла з навколишньої термальної астеносфери, утвореної внаслідок плюмової діяльності [Best, 2003]: 1 — термальна астеносфера, 2 — кристалічні породи кори та мантії, 3 — зволожений шар осадів, 4 — континентальна кора, 5 — геотерми, 6 — напрямок переміщення речовини, 7 — тектонічні рухи.

Fig. 7. Distribution of minimum temperatures (schematic isotherm), in zones of rifting (a special case of the plume process), collision and subduction, which provides the possibility of the melt formation from the oceanic crust by absorbing heat from the surrounding thermal asthenosphere resulting from plume activity [Best, 2003]: 1 — thermal asthenosphere, 2 — crystalline rocks of the crust and mantle, 3 — moistened sediment layer, 4 — continental crust, 5 — geotherms, 6 — the direction of substance movement, 7 — tectonic movements.

Існування термальної астеносфери,  $T$  якої перевищує  $1400\text{ }^{\circ}\text{C}$ , робить можливим плавлення холодної плити, що в неї занурюється, за  $P \sim 1,5 \div 2$  ГПа. Внаслідок її плавлення в присутності води утворюються розплави, що за складом, найімовірніше, відповідають андезитам та андезито-базальтам. Вони змішуються з розплавами шару плавлення, що виник за рахунок плюмової діяльності.

Ця схема загального перебігу конвективного процесу передбачає, що на межі кори та мантії під континентальною окраїною близько за часом виникає два типи основних магм. Перші утворені в результаті плюмової діяльності, яка є джерелом енергії та забезпечує існування шару плавлення. У зоні підйому плюму можлива поява ультрабазитів, часто підвищеної лужності. Подібні розплави на континентах збагачені на карбонатну складову, водні флюїди присутні у відповідній чи меншій кількості [Ryabchikov et al., 2001; Dawson, 2002; Best, 2003; Ivanov et al., 2018]. Їх кількість і розташування тіл буде залежати від наявності та ступеню проникності надглибинних розломних зон. Через деякий час розплави термальної астеносфери внаслідок кристалізаційної диференціації за складом відповідатимуть базальту.

Плавлення субдуктованої плити, осади якої насичені водою, призведе до появи розплавів другого типу — базальтів та андезито-базальтів нормального ряду, які можуть з'являтися окремо або змішуватись з розплавами, утвореними в результаті плюмової діяльності.

Якщо на глибині 50—60 км існує шар плавлення, температура в корі підвищиться за рахунок кондуктивного прогріву. Для появи осередку плавлення в корі потрібно 5 млн років, цей термін скорочується внаслідок надходження в кору перегрітої речовини [Гордиенко, Усенко, 2003]. І плюмова діяльність, і субдукція супроводжуються тектонічними рухами — поновлюються вертикальні розломні зони, по яких базальт-андезитові розплави періодично надходять на поверхню та в кору. Внаслідок розширення та потоншення земної

кори через тектонічні рухи, надходження речовини та прогрівувідбувається великомасштабне плавлення в межах кори. Раніше сформовані базальт-андезитові системи переробляються та поступово переповнюються, а великі ріолітові осередки утворюються на відносно невеликих глибинах кори [Best, 2003]. Для утворення гранітів обов'язкова присутність водних флюїдів та існування кори, потужність якої становить  $\sim 40$  км [Усенко, 2024]. Тобто, крім двох типів базальтів, мають бути присутніми і гранітні магми, утворені в корі. Розплави як і з мантійного, так і з корового осередку можуть змішуватись або надходити на поверхню одночасно (близько за часом).

#### 9. Вплив флюїдів на склад розплавів.

Від початку протерозою виділяються два головні типи флюїдів, що викликають метасоматичні заміщення, супроводжують плавлення та диференціацію [Dawson, 2002; Best, 2003; Kamenetsky et al., 2004; Klein-BenDavid et al., 2007; Green et al., 2010; Усенко, 2014; Créon et al., 2017]:

– карбонатний з фтором та глиноземом, в присутності якого в розплавах накопичуються натрій, кальцій, залізо (III), фосфор, елементи, активні у вигляді фторидних комплексних сполук. За його участі утворюються карбонатні та ультралужні силікатні розплави. На ВМБ його вплив проявлений, наприклад, у породах городницького комплексу;

– водно-силікатний з хлором, вплив якого призводить до збільшення долі калію, заліза (II), титану, сульфідів нікелю, міді та інших елементів, активних у вигляді хлоридних сполук. На ВМБ за його участю утворено толеїтові долерити прутівського комплексу.

В експериментах із плавлення мантійних перидотитів вплив флюїду на склад розплаву проявлений залежністю від складу капсул (див. рис. 5). Цей ефект досліджено в публікації [Leshner et al., 2003]. У першому наближенні можна казати, що в металевій відбувається підвищення окисного потенціалу за близької (трохи зниженої) лужності за рахунок кисню, у друго-

му — підвищення лужності за близького (трохи зниженого) окисного потенціалу за рахунок карбонатної фази, що виникає внаслідок взаємодії кисню та вуглецю капсули [Усенко, 2014]. Тобто склад розплавів, утворених у результаті плавлення або диференціації за участі водного (кисню та водню на більших глибинах) і вуглекислого флюїдів, буде різним. У присутності карбонатних флюїдів переважає плавлення мінералів, що містять Ca, тоді як у присутності кисню — Fe та Mg. В обох випадках із збільшенням тиску скорочується відносна доля глинозему та зростає Mg. Залежність складу розплавів від складу флюїдів доказана численними експериментальними дослідженнями та розрахунками [Wyllie, 1995; Green et al., 2001, 2010; Lay et al., 2004; Gudfinnsson, Presnal, 2005 та ін.].

Поділ на два типи та їх роздільне існування пов'язані з різницею хімічних властивостей. У насичених розчинах NaF, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> спостерігається перетин критичної кривої і кривої тиску насиченої пари, що свідчить про наявність критичних явищ. Для H<sub>2</sub>O-NaCl, H<sub>2</sub>O-KCl встановлено відсутність такого перетину, а критичні явища мають місце лише у ненасичених розчинах. Для першої групи характерні низька розчинність у *PT*-умовах поверхні та її ретроградний характер при підвищенні температури [Котельникова, Котельников, 2002].

У природних розплавах завжди присутня суміш водних (з хлором) і карбонатних (з фтором) флюїдів в різних пропорціях. Сумісність з силікатним розплавом та одного з одним залежить від тиску, відносної кількості фтору та хлору. Тому в літосферній мантії над шаром часткового плавлення (термальною астеносферою, плюмом) часто фіксується декілька стадій метасоматичних змін, які відбувалися за участі окремо водних і карбонатних, які відділялися в різний час внаслідок прояву несумісності. В обох випадках виникають і силікатні розплави, що знаходяться безпосередньо в змінених мантійних породах у вигляді розкристалізованого скла [Dawson, 2002; Ionov et al., 2002; Créon et al., 2017]. За участі

майже суто карбонатних флюїдів з фтором утворюються кімберліти, масиви карбонатитів та лужних порід з фельдшпатоїдами. Порооди нормальної лужності від ультрабазиту до граніту утворюються за присутності водних флюїдів. Але в більшості випадків ці різновиди флюїдів знаходяться у різних пропорціях. При змішуванні карбонатно-фторидних з водно-силікатними, що містять хлор, утворюються пікрити та базальти [Ryabchikov et al., 2001; Соболев та ін., 2009б; Усенко, 2014].

Якщо тиск перевищує 0,1 ГПа за  $T=600$  °C несилікатні флюїди не існують окремо від силікатного розплаву [Пуртов и др., 2002]. Взаємодія флюїдів з кристалічною матрицею та змішуваними силікатного розплаву з несилікатним флюїдом підвищуються з підвищенням тиску, а за 3 ГПа олівіни та піроксени в присутності водних флюїдів поводять себе як легкокорозійні солі в умовах поверхні [Рябчиков и др., 1983]. Імовірно, розчинність силікатів і силікатного розплаву стрибкоподібно зростає із зміною фазового стану з рідини чи газу на флюїд, а підвищення тиску зменшує відстань між реагентами [Усенко, 2023]. Кімберліти та карбонатити містять силікатну складову, хоча за  $P < 3$  ГПа силікатний розплав несумісний з карбонатним флюїдом, особливо в присутності фтору. Силікатний розплав сумісний з водним флюїдом, особливо в присутності хлору. Поділ на фази за густиною відбувається внаслідок адіабатичної декомпресії.

Склад флюїду, утвореного різними поєднаннями кисню, водню, вуглецю і, імовірно, азоту, буде різним на різних глибинах через зміну тиску. За тиску 6—7 ГПа внаслідок активності кисню превалює окиснення, за 1,5—3 ГПа в лужних умовах відбувається часткове відновлення вуглецю та утворення вуглеводнів. Утворення водного флюїду також можливе вище 100 км [Wyllie, Ryabchikov, 2000; Green et al., 2010]. Важливу роль відіграють галогени та луи, відповідні за лужність середовища. У лужному середовищі стійкіші вуглеводні, в нейтральному—кислому — водні флюїди.

Тобто склад магматичних порід на поверхні заданий процесами в термальній астеносфері, яка є шаром, який містить кристали, розплав (силікатний) і флюїди (несилікатні леткі компоненти), змішані в різних пропорціях. Кількість розплаву та флюїду становить перші проценти об'єму, а їх склад залежить від *PT*-умов, що в першому наближенні задані глибиною розташування. У присутності карбонатних (з фтором) і водних (з фтором) флюїдів будуть утворюватися різні за складом розплави, а диференціація первинних розплавів в осередках часткового плавлення, розташованих вище, також залежатиме від складу летких компонентів.

**Аналіз складу порід осницького та букинського комплексів** з метою визначення розташування осередків часткового плавлення враховує існуючу геодинамічну модель [Bogdanova et al., 2006; Шумлянський, 2012], яка доповнена новими даними.

Частина Сарматії, включно з ОМВПП і ВМБ, була фрагментом континенту [Bogdanova et al., 2016; Janik et al., 2022] (див. рис. 1). На континентах первинними розплавами є ультраосновні, утворені на глибинах, що відповідають  $P \sim 6\text{--}7$  ГПа. Основні виникають внаслідок їх диференціації на глибинах, менших за 100 км. Якщо загальна модель включає субдукцію, то первинні ультраосновні розплави можна побачити в букинському комплексі. А розплави осницького формувалися на межі кори та мантії за рахунок плавлення базальтової кори в шарі часткового плавлення, який виник внаслідок плюмової діяльності під континентом. Тобто базальти та андезитобазальти осницького комплексу з'являються при змішуванні двох типів магм, утворених внаслідок: 1) плюмового процесу, 2) плавлення базальтової кори.

До початку формування ОМВПП в корі ймовірна присутність осередків часткового плавлення або метасоматично змінених ділянок, що лишилися з часу утворення житомирських гранітів, яке тривало до 2,04 млрд років тому. Граніти осницького комплексу (вік 2,0—1,97 млрд років) подібні до житомирських та мають іншу гео-

хімічну спеціалізацію, ніж основні породи осницького [Шумлянський та ін., 2018]. Не можна виключати існування залишкових осередків у верхній мантії чи/та нижній корі. Але масштабні процеси, подібні утворенню ОМВПП, потребують залучення енергії, яка може бути витрачена як на роботу, проявлену в тектонічних рухах (наприклад, по переміщенню блоків кори), так і на винесення тепла та речовини внаслідок магматичних подій. Без додаткового енергетичного внеску залишкові осередки кристалізуються, утворюючи ділянки метасоматично змінених порід.

Близька за часом поява ультраосновних, основних та гранітних магм дає змогу стверджувати, що одночасно на різних рівнях існували шари часткового плавлення: осередок, в якому виникли розплави базальтів та андезитів (~50 км), та осередок, в якому утворені граніти (~20 км). Ці осередки неодноразово поповнювалися розплавами. Особливості складу та будови обох комплексів визначають велику роль глибинних розломних зон, що поєднують осередки плавлення, розташовані на різних рівнях кори та мантії. Це, на думку І.Б. Щербакова, є головною причиною різноманітності порід букинського комплексу, оскільки сприяє попереминому надходженню на поверхню ультраосновних, основних та гранітних розплавів, утворенню гібридних магм, тобто пояснює «асоціацію мафіт-ультрамафітових порід мантійного походження з коровими утвореннями середнього та кислого складу» [Щербаков, 2005, с. 62]. Базит-андезитові та гранітні розплави надходили на поверхню по розломних зонах різних напрямків, по яких упродовж ~20—30 млн років постійно відбувалися тектонічні рухи. Вони задіявали різні за розташуванням джерела магматичних розплавів [Мичак та ін., 2024]. Основніші породи розташовані на перетині Сарнинсько-Варварівської (Ємільчинської) зони розломів з Шепетівською, Білокоровицькою, Тетерівською, граніти — на перетині Південноприп'ятської та Сущано-Пержанської та на північний захід від останньої.

**Визначення напрямків диференціації розплавів осницького та букинського комплексів (дискусія).** Напередодні появи букинського комплексу з'являються дайкові породи городницького, що є наслідком поновлення тектонічних рухів по розломних зонах глибинного закладення (Володарськ-Волинської та Білокоровицької). Саме їх поява близько 2,014 млрд років тому [Shumlyanskyu et al., 2016] є свідченням проникності розломних зон до 200—250 км ( $P \sim 7$  ГПа) — глибини утворення кімберлітів [Щербаков, 2005]. У загальному випадку утворення ультралужних ультраосновних розплавів відбувається за високої активності карбонатних флюїдів та часто супроводжується появою карбонатитів або фенітів. Значна частина кальцію екстрагується в карбонатну фазу. У силікатній входить до складу лужних піроксенів та амфіболів: егірину та рибекіту. Основні плагіоклази не утворюються ні-

коли, може бути присутній альбіт, значна частина натрію концентрується в нефеліні. Лужні породи городницького комплексу містять нефелін, відсутній в ультрабазитах букинського, в якому поширені основні плагіоклази. Хоча хімічний склад мельтейгітів городницького комплексу наближений до піроксенітів букинського, зокрема за вмістом  $\text{SiO}_2$  та  $\text{Na}_2\text{O}$  (таблиця).

Піроксенітам букинського комплексу притаманний високий вміст  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  та  $\text{CaO}$ , що свідчить про активність карбонатних флюїдів в осередку, що розміщувався на глибині не меншій за 200 км, де  $P > 6$  ГПа (див. рис. 5). На ділянці ультрабазитів-базитів відбувається стрімке скорочення вмісту  $\text{MgO}$  за рахунок підвищення  $\text{Al}_2\text{O}_3$  у мінеральному складі, що найімовірніше є наслідком диференціації на менших глибинах, де стійкими є плагіоклази, що обмежує тиск діапазоном 1,2—1,5 ГПа [Gudfinnsson, Presnal, 2005] (див. рис. 3). Тобто дифе-

### Склад порід магматичних комплексів ОМВПП та ВМБ

Оксиди	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$
<i>Городницький комплекс [Щербаков, 2005]</i>									
Олівіновий мельтейгіт	46,23	0,41	6,71	2,84	4,29	17,32	16,11	1,68	0,7
<i>Осницький комплекс [Шумлянський, 2012]</i>									
Догранітні основні	47,26	0,49	15,18	10,52		10,64	11,39	1,48	0,8
	50,09	1,99	14,74	13,49		4,59	7,22	3,27	2,4
Граніти	73,34	0,21	14,23	1,72		0,25	0,57	4,33	4,74
Післягранітні основні	46,96	1,31	16,22	14,03		7,1	9,1	2,85	0,85
	55,22	1,74	13,76	13,48		3,67	5,84	2,67	1,35
<i>Букинський комплекс</i>									
<i>Придорожний масив [Шумлянський, 2012]</i>									
Піроксеніт	49,04	0,39	4,26	11,76		17,69	13,11	0,58	0,64
	56,19	0,24	12,61	10,84		9,98	4,8	2,69	1,06
<i>Букинський масив [Шумлянський, 2012]</i>									
Плагіопіроксеніт	52,23	0,33	4,95	11,47		16,46	11,97	0,84	0,51
Габро	50,61	2,41	11,82	16,38		7,57	2,37	0,45	7,37
Габронорит	52,65	1,33	17,6	10,13		4,33	7,22	3,88	1,29
Кварцовий діорит	59,56	0,66	14,72	6,95		4,88	5,02	3,01	3,85
Монзоніт	54,6	0,86	18,2	9,6		4,0	2,6	3,72	5,49
<i>Варварівський масив [Щербаков, 2005]</i>									
Піроксеніт	54,9	0,59	11	1,2	7,8	9,6	8,2	1,96	1,96
Габроїди	53	0,9	15,13	3,97	5,8	5,3	9,16	2,73	1,62
Монцодіорит	56,4	0,8	14,4	1,8	6,0	4,87	7,12	3,32	2,96

ренціяція глибинного ультраосновного розплаву, з якого кристалізуються піроксеніти (складені переважно діопсидом), надалі здійснюється на глибині ~50 км. Відбувається різке падіння доли MgO відносно Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (див. табл. 1), поширення Al<sup>IV</sup>-координованих польових шпатів та зменшення частки Al<sup>VI</sup>-координованих піроксену або нефеліну [Best, 2003]. Піроксеніти змінюються габро-норитами, замість діопсиду (CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) на ліквідусі кристалізується анортит (CaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>). Поява плагіоклазу, падіння кількості MgO відносно SiO<sub>2</sub> та Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> може бути наслідком змішування глибинного розплаву, що містить карбонатні флюїди з фтором, з розплавом, утвореним за участю силікатоно-водних флюїдів з хлором. Хлор сприяє накопиченню CaO у силікатній фазі. Вплив фтору проявлений накопиченням в розплаві Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, відносна кількість якого стрімко підвищується. Тобто на межі кори та мантії утворюються змішані водно-карбонатно-силікатні флюїди, збагачені на кальцій та глинозем. Лужність змішаного розплаву зменшується за рахунок розчинення — в розплаві утворюються польовошпатові структури. Треба зазначити, що вже в піроксенітах кількість SiO<sub>2</sub> є типовою для основних порід, що також можна пояснити домішуванням водно-силікатних флюїдів (розплавів меншої основності).

Гіпербазити змінюються не тільки габронорит-діоритовою, а й габро-монцонітовою асоціацією. Утворюються два різних типи магм: 1) габро-норити з високим вмістом CaO та Na<sub>2</sub>O; 2) габро, збагачені на FeO та K<sub>2</sub>O. Так, в Букинському масиві (див. таблицю) плагіопіроксеніти з високим вмістом Ca та Mg змінюються на габронорити та висококалієві габро, а далі на кварцові діорити та монцоніти з високим вмістом лугів. Поява двох різних за напрямком диференціації розплавів може відбуватися внаслідок розшарування безпосередньо в мантійному осередку за несумісністю або внаслідок кількарязового поповнення розплавами різного складу. Під час тектонічних рухів розплави не тільки поповнюють осередки плавлення

на межі кори та мантії та в корі, а й надходять безпосередньо в магматичну камеру, підшаровують або надшаровують існуючі інтрузивні тіла, утворюють облямівки навколо. У магматичній камері відбувається і утворення піроксенітових та габроноритових дрібних ритмів.

Високий вміст лугів, а часто K<sub>2</sub>O та FeO в габро та монцонітах, як і високий вміст SiO<sub>2</sub> в піроксенітах, може бути наслідком поглинання розплаву чи метасоматизованих мантійних порід, збагачених на калій. Наприклад, флогопітових перидотитів або ільменітових гіпербазитів [Усенко, 2014]. Оскільки підвищена кількість калію та заліза фіксується в диференційованих основних і середніх породах, можна припускати, що глибинні розплави, утворені за участю карбонатно-кальцієвих флюїдів, змішуються з розплавами, збагаченими на K<sub>2</sub>O та FeO в осередку, розташованому на межі кори та мантії. Також можливе плавлення кристалічних порід кори (гранулітового шару чи слєбу). Залучення моделі субдукції визначає априорі, що вони не надходять з іншого глибинного джерела.

Надалі розглянуто тільки зміну складу розплавів ОМВПП за варіаційними діаграмами, наведеними в публікаціях [Шумлянський 2012; Shumlyansky, 2014]. Загальний напрямок зміни відносної кількості петрогенних оксидів (рис. 8) видається очевидним, хоча виділений стрілками є суб'єктивним. Для наглядності наведено середню кількість для лерцоліту, базальту, андезиту, за [Best, 2003]. У породах, розплави яких утворені в мантії, у загальному випадку вміст SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> та лугів зростає із падінням MgO, а вміст FeO, CaO та TiO<sub>2</sub> максимальний в базальтах.

Для порід ОМВПП ці тенденції більшою чи меншою мірою порушуються і є різними в ультрабазитах та базальтах-андезитах. На думку автора, це можна пояснити впливом різних за складом флюїдів на диференціацію, яка відбувається за одного тиску 1,2—1,5 ГПа. Якщо надходження на поверхню недиференційованого та диференційованого розплаву було неодноразовим, то взаємодія між розплавом, флюїдами та

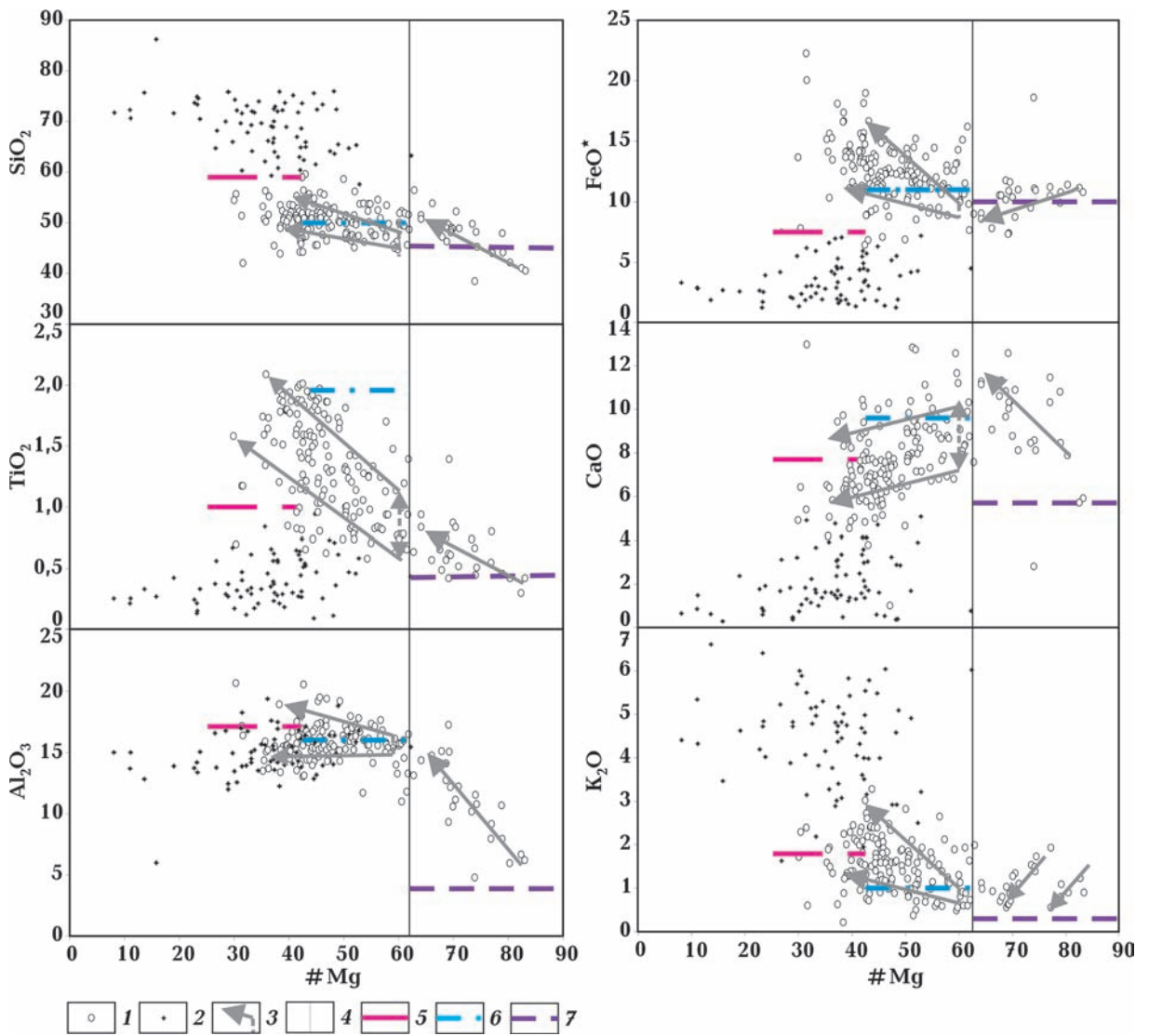


Рис. 8. Варіації основних компонентів у породах осницького комплексу та клесовської серії в координатах Mg# (атомне співвідношення  $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$  — оксид [Shumlyanskyu, 2014]: 1 — ряд габроїдів, 2 — ряд гранітоїдів, 3 — напрямки диференціації, 4 — обмеження поля ультраосновних порід (кумулятів, за [Shumlyanskyu, 2014]), 5—7 — середні значення вмісту (5 — в андезитах, 6 — в габро, 7 — в лерцоліті, за [Best, 2003]).

Fig. 8. Variations of major components in the rocks of the Osnytsk complex and Klesov series in the coordinates Mg# (atomic ratio  $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$  — oxide [Shumlyanskyu, 2014]: 1 — gabbroid series, 2 — granitoid series, 3 — directions of differentiation, 4 — limitation of the field of ultrabasic rocks (mafic cumulates according to [Shumlyanskyu, 2014]), 5—7 — average content (5 — in andesites, 6 — in gabbro, 7 — in lherzolite according to [Best, 2003]).

кристалізаційна диференціація відбувалися безпосередньо у шарі часткового плавлення, а в магматичній камері переважала лише кристалізаційна диференціація. За спостереженнями Л.С. Шумлянського ультрабазити є кумулатами, оскільки варіації відбуваються в межах одного тіла і в породах, що кристалізувалися з одного

розплаву, а варіації хімічного складу точно відповідають механізму фракційної кристалізації. Тоді розшарування на несумісні фази також відбувалося безпосередньо в магматичній камері. Наразі можна лише констатувати, що напрямок змінюється від ультрабазитів до базитів, а на ділянці базити—андезити розподіл катіонів відбу-

вається за двома модами. Остання особливість ще чіткіше виражена в мінеральному складі.

На ультраосновній ділянці представлені породи, близькі до піроксенітів та плагіоклазових піроксенітів букинського комплексу, з підвищеним та високим вмістом MgO, CaO, TiO<sub>2</sub> та лугів. Тут падіння Mg# та магнезійності в цілому супроводжується збільшенням Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO та TiO<sub>2</sub>. Кількість K<sub>2</sub>O та загального заліза (далі — FeO\*) скорочується, тоді як Na<sub>2</sub>O — збільшується [Shumlyanskyu, 2014]. Тобто високомагнезійна серія комплексу утворена в присутності карбонатних флюїдів за рахунок розплаву, що за змістом відповідає піроксеніту. Це свідчить про активність карбонатно-кальцієвих флюїдів з фтором та натрієм в ультраосновних розплавах або під час кристалізації кумулатів, а у диференційованих (базальт-діоритова ділянка) призводить до появи — плагіоклазу. Тобто ділянка основних—середніх порід відображає подальшу диференціацію розплавів у діапазоні тиску, де плагіоклаз може бути фазою ліквідусу (1,2—1,5 ГПа). Але тут також проявлений інший тренд: накопичення TiO<sub>2</sub>, FeO\*, K<sub>2</sub>O та зменшення CaO та Na<sub>2</sub>O. Це можливо у разі переважання водно-силікатних флюїдів, що містять значну кількість хлору. За більшого тиску внаслідок збільшення окисного потенціалу хлор утворює комплексні сполуки з Ti, Fe в лужному середовищі та Cr, Fe, Cu, Ni в нейтральному, у присутності хлорид-іонів рухомі луги. Але і на цій ділянці існує група порід, в яких кількість CaO та Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> є високою. Це можна пояснити кількарзовим змішуванням розплавів, утворених за участі карбонатних (глибинних) флюїдів з розплавами, що містять воду, хлор та збагачені на калій.

Описи мінерального складу порід та зміни відносної кількості петрохімічних оксидів ОМВПП свідчать, що в осередку плавлення на глибині 50 км присутні два різновиди розплавів: «кальцієвий» або «норитовий», утворений при переважанні карбонатних флюїдів з глиноземом та фтором, «калієвий» або «монцонітовий» — при

переважанні водних з кремнеземом та хлором, які змішуються в різних пропорціях. Тобто тренди диференціації були подібні до тих, що визначені в розплавах букинського комплексу. У шарі плавлення, розташованому на межі кори та мантиї, у першому випадку піроксенітова асоціація змінюється на мінеральну асоціацію базальту (плагіоклаз (лабрадор)+клінопіроксен (діопсид)+гіперстен+рогова обманка (по піроксену)+біотит). Але безперечно вже в мантиї за участі водних флюїдів з хлором утворюються інші за складом розплави, збагачені на калій, в яких накопичуються залізо та титан. Присутність кварцу в базальтах (до 10 %) і піроксенів в гранітах осницького комплексу ОМВПП також може свідчити про утворення гібридних розплавів при змішуванні «кальцієвих» і «калієвих» магм або контамінації мантийних розплавів речовиною кори. Наприклад, змішуванні глибинного розплаву з утвореним внаслідок плавлення базальту кори під час субдукції. Формування гібридних розплавів зумовлено надходженням з двох різних джерел. Не можна виключати і залучення порід гранулітового шару кори в розплави мантийного осередку, особливо під час утворення післягранітних основних порід.

Окремий осередок плавлення, що продукує граніти, існує в корі. Під час тектонічних рухів його поповнюють мантийні розплави. У корі відбувається заміна біотиту на КПШ як мінерал, що акумулює калій, а також різке зростання доли кварцу. КПШ розвивається по плагіоклазу, утворюючи ксеноморфні виділення. Утворюється асоціація плагіоклаз (андезин)+КПШ+кварц+піроксен+рогова обманка.

Залежно від напрямку тектонічних напружень по глибинних розломних зонах на поверхню надходять розплави, з яких кристалізуються плагіоклазові габро або монцонітоїди. Більша частина змішується в осередку плавлення, розташованому під корою з утворенням базальтових і найпоширеніших андезитових магм, збагачених на магній та калій.

Розплави, в яких переважають карбо-

натно-кальцієві флюїди, збагачені на Nb, Ta, Ti, розчинні та рухомі у лужному середовищі в присутності фторид- та фосфат-іонів. Фтор та його комплекси активні у складі карбонатних флюїдів. У післягранітних базальтах суттєво підвищується доля  $TiO_2$ , який у розплав може потрапити лише за високої активності фтору, як і Nb та Ta, якими збагачені лужні магми. На відміну від Nb та Ta, які рухомі у вигляді виключно фторидних сполук, накопичення Ti і Fe відбувається у складі хлоридних комплексів. Титан надходить у мантіїний осередок плавлення під час поповнення глибинним розплавом, в якому активні карбонатні флюїди з фтором та фосфатами, а на поверхню надходить з розплавами, утвореними за участі водних флюїдів з хлором, тоді як Nb та Ta залишаються в мантії.

Вплив флюїдів різного складу на процеси утворення розплавів та їх подальшу взаємодію з літосферною мантією було досліджено в Паннонському басейні [Créon et al., 2017]. Вивчено склад ксенолітів, винесених на поверхню неогеновими базальтами. За результатами геохімічних досліджень ксенолітів літосферної мантії, розташованої над субдукованою плитою, визначено декілька стадій метасоматичних змін, які відбувалися за участі флюїдів різного складу. В обох випадках утворені силікатні розплави, що знаходяться безпосередньо в змінених мантіїйних породах у вигляді розкристалізованого скла. У першому за участі водного флюїду з розплаву кристалізується амфібол. Зафіксовано збагачення на Ba, Th, U, Sr і розвиток негативних Nb-Ta аномалій у клінопіроксені. У другому — присутні рясні включення  $CO_2$ , а силікатна частина має сублужний трахіандезитовий склад, що свідчить про розшарування розплаву на дві фази. Автори вважають, що андезитові та базальт-андезитові магми утворилися внаслідок сумісної послідовної дії різних метасоматизуючих агентів (суміші флюїдів та силікатних розплавів) на глибині ~60 км (під Мохо). Їх відокремлення від шару плавлення супроводжується або попереджається тектонічними рухами — утворенням про-

никних зон, напрямок яких змінюється залежно від характеру та напрямку тектонічних навантажень. Кожному етапу (напрямку) деформацій притаманні свої метасоматичні заміщення.

**Висновки.** Геодинамічна модель розвитку для періоду 2,0—1,97 млрд років повинна враховувати ряд особливостей перебігу глибинного процесу, визначених із залученням термодинамічної моделі та за складом магматичних комплексів. На сьогодні переважає думка, що утворення ОМВПП 2,0—1,97 млрд років тому пов'язано з субдукцією [Bogdanova et al., 2006, 2013; Shumlyansky et al., 2014; Гинтов, 2019]. Розгляд умов утворення магматичних комплексів дає змогу зробити наступні висновки.

1. Мантіїні розплави надходять з двох різних джерел. З першого — глибинні, збагачені на кальцій та магній. Більше розповсюджені на південний схід від Тетерівської розломної зони. З другого — збагачені на калій та залізо. Вони також можуть бути глибинними, але, найімовірніше, утворені за рахунок занурення та плавлення основних порід кори. Поширені переважно на захід від Білокоровицької розломної зони.

2. Для забезпечення субдукції на межі кори та мантії під континентом повинна існувати термальна астеносфера, яка може сформуватися внаслідок плюмового процесу на суміжній території. Саме внаслідок плюмової діяльності виникають глибинні розплави, збагачені на CaO та MgO, що утворюються за участю переважно карбонатних флюїдів.

3. В осередку плавлення, що існує на межі кори та мантії, відбувається домішування базальтових розплавів, утворених за участю водних флюїдів з хлором, збагачених на калій. Немає підстав вважати, що вони не можуть виникнути за рахунок плавлення матеріалу кори, але субдукція повинна відбуватися за межами ОМВПП, який є континентальною окраїною з корою, що може продукувати граніти. Тим більше, що в ерозійних вікнах між породами осницького комплексу розвинуті породи тетерівської серії.

4. Обов'язковим є існування в корі осередку, розташованого не глибше 20 км, що продукує граніти.

5. Необхідна наявність вертикальних розломних зон мантіїного закладення, що пов'язують між собою осередки плавлення та поверхню, а також нахилених детачментів.

6. Постійні різноспрямовані тектонічні рухи зумовлені як процесами в центральній частині УЩ, так і субдукцією. Внаслідок цих рухів розломні зони стають проникними для розплавів і флюїдів, що надходять на поверхню, поповнюють осередки на різних глибинах, змішуються у різних пропорціях.

Близькі висновки отримані за узагальненням результатів ГСЗ та сейсмо-томографічних досліджень в статті [Гинтов, 2019]. Згідно з ними, ОМВПП є частиною зони палеосубдукції, яка занурюється на глибину 350 км від Горинської до Немирівської розломних зон, включно з Тетерівською та Чорнобильською, внаслідок дії рушія, пов'язаного з рухом Фенноскандії на південний схід. У цей час відновлюється пульсуюча плюмова діяльність, що активізує меридіональні розломні зони — Первомайську, Криворізько-Кременчуцьку та пов'язані з ними Тальнівську та Західноінгулецьку. Ця схема враховує і плюмовий процес у центральній частині УЩ — на схід від Голованівської до Інгулецько-Кременчуцької шовних зон і субдукцію, що відбувається з північного заходу на південний схід. Глибини до 350 км, на які відбувається занурення, встановлено за результатами сейсмо-томографічного моделювання [Цветкова, Бугаенко, 2012]. Вони значно перевищують ті, що зазвичай розглядаються в моделі субдукції (до 70—100 км). Тобто є підстави розглядати процеси, що охоплюють усю верхню мантію.

Гіпотетичний перебіг процесу може відповідати схемі, відображеній на рис. 6, з деякими уточненнями. Магматичні породи ОМВПП накладені на існуючий кристалічний фундамент, а сам ОМВПП знаходився на континентальній корі, потужність якої

становила 40 км. Околовово-Голешівський террейн і Білорусько-Підляський гранулітовий пояс є зоною криптичного шва та віднесені доземної кори Сарматії [Bogdanova et al., 2016; Janik et al., 2022], тоді як ОМВПП під час утворення 2,0—1,97 млрд років тому являв собою континентальну окраїну [Шумлянський, 2012; Shumlyanskiy, 2014]. Додатковими доказами може бути факт, що формування ОМВПП не супроводжується накопиченням осадових, які надалі утворюють складчасті покрови, а ступінь метаморфізму не перевищує епідот-амфіболітову фацію. Тут відсутня акреційна призма, що супроводжує субдукцію.

Аналіз складу магматичних порід дає змогу зробити висновок, що 2,0 млрд років тому існували два джерела мантіїних розплавів, які поповнювали речовиною термальну астеносферу. Висхідна ділянка конвективної комірки забезпечена плюмовою подією, низхідна — субдукцією з північного заходу на південний схід. Субдукція відбувається в межах криптичного шва, розташованого на північному заході від Білорусько-Підляського поясу [Mežuk et al., 2021; Janik et al., 2022]. Прояви плюмового процесу пов'язані з ортогональною системою глибинних зон розломів, тоді як розташування ОМВПП і масивів букинського комплексу контролюється діагональними зонами розломів. Змішування розплавів відбувається в спільному шарі часткового плавлення. Під ВМБ більше проявлений глибинний осередок, під ОМВПП — розташований на глибині 50 км і коровий, тому що серед порід осницького комплексу та клесівської серії за обсягом значно переважають гранітоїди. Але геотектонічний зв'язок осницького та букинського комплексів є незаперечним, а ізотопно-геохімічні характеристики порід є подібними.

Склад магматичних комплексів, утворених 2,0—1,97 млрд років тому, не суперечить існуючій схемі утворення ОМВПП внаслідок субдукції Фенноскандії під Сарматію і лише робить обов'язковим залучення до цієї схеми

адвективної ланки — плюмового процесу, який забезпечує існування шару плавлення на глибині 50 км за рахунок надходження речовини, що має високу температуру. ОМВПП був розташований на континентальній корі, а безпосередньо зона субдукції — в межах крип-

тичного шва, встановленого за сейсмічними моделями [Vogdanova et al., 2016; Mežuk et al., 2021].

Автор висловлює щире подяку професору Л.В. Шумлянському за обговорення статті та критичні зауваження, які були враховані при її доопрацюванні.

### Список літератури

- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. *Магматизм, тектоника и геодинамика Земли: Связь во времени и в пространстве*. Москва: Наука, 2010, 606 с.
- Бурахович Т.К., Кушнір А.М. Історія, сучасний стан та напрями розвитку геоелектромагнітних досліджень в Україні. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*. 2023. Т. 1. № 100. С. 58—66. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.100.07>.
- Бурахович Т.К., Кушнір А.М. Геоелектричні неоднорідності літосфери Прип'ятьсько-Дніпровсько-Донецької западини вздовж профілю GEORIFT 2013. *Геофіз. журн*. 2024. Т. 46. № 3. С. 32—49. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i3.299169>.
- Гинтов О.Б. Плитово-плюмовая тектоника как единый механизм геодинамического развития тектоносферы Украины и смежных регионов. *Геофіз. журн*. 2019. Т. 41. № 6. С. 3—34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190064>.
- Гинтов О.Б. Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и исследования. *Геофіз. журн*. 2014. Т. 36. № 1 С. 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145>.
- Гордиенко В.В. *Адвекционно-полиморфная гипотеза процессов в тектоносфере*. Киев: Корвін пресс, 2007, 172 с.
- Гордиенко В.В., Усенко О.В. *Глубинные процессы в тектоносфере Украины*. Киев: Изд. ИГФ НАН Украины, 2003, 147 с.
- Кадик А.А., Луканин О.А., Портнягин А.Л. Магмообразование при восходящем движении мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образую-
- щихся при адиабатической декомпрессии ультрабазитов мантии. *Геохимия*. 1990. № 9. С. 1263—1276.
- Костенко М.М. Металогеничні особливості та перспективи рудоносності базитових дайкових комплексів Волинського мегаблока Українського щита. *Збірник наукових праць УкрДГРІ*. 2019. № 3-4. С. 9—23.
- Котельникова З.А., Котельников А.Р. Синтетические NaF-содержащие флюидные включения. *Геохимия*. 2002. № 6. С. 657—666.
- Макаренко І., Савченко О., Дерерова Я., Муровська А., Старостенко В., Белік М., Легостаєва О. Глибинна будова Закарпатського прогину (українська частина) за даними густинного моделювання. *Геофіз. журн*. 2023. Т. 45. № 4. С. 43—83. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i4.286285>.
- Мичак С.В., Усенко О.В., Макаренко І.Б., Савченко О.С. Протерозойські етапи деформації західної частини Українського щита: розломоутворення, магматизм та густинна неоднорідність земної кори. *Збірник матеріалів наукової конференції «Геологічна будова та історія геологічного розвитку Українського щита (до 100-річчя від дня народження академіка НАН України М.П. Щербака)»*. Київ: Вид. Ін-ту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, 2024. С. 270—274. <https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.56>.
- Петрологія, геохімія и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита*. Под ред. Щербакова И.Б. Киев. Наук. думка, 1990, 236 с.
- Пуртов В.К., Анфилогов В.Н., Егорова Л.Г. Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых рас-

- плавов. *Геохимия*. 2002. № 10. С. 1084—1097.
- Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Коваленко В.И., Чопоров Д.Я., Соловова И.П., Муравицкая Г.Н. Экспериментальное изучение взаимодействия флюида со слюдистым шпинелевым лерцолитом при высоких температурах и давлениях. *Докл. АН СССР. Сер. геол.* 1983. № 3. С. 387/446.
- Соболев А.В., Криволуцкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции. *Петрология*. 2009а. Т. 17. № 3. С. 276—310.
- Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами. *Геологияи геофизика*. 2009б. Т. 50. № 12. С. 1293—1334.
- Специус З.В., Серенко В.П. *Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой*. Москва: Наука, 1990, 271 с.
- Усенко О.В. Отражение последовательности геодинамических процессов в геологическом строении Побужья. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 3. С. 78—95. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i2.230191>.
- Усенко О.В. Периодизация и характерные особенности глубинных процессов в докембрии на примере Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 6. С. 41—83. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i6.2017.116366>.
- Усенко О.В. Термодинамічні умови гранітизації та метаморфізму порід північно-західної частини Українського щита. *Геофиз журн.* 2024. Т. 46. № 2. С. 34—52. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i2.294984>.
- Усенко О.В. *Формирование расплавов: геодинамический процесс и физико-химические взаимодействия*. Киев: Наук. думка, 2014, 240 с.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В. Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 161—172. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116672>.
- Шумлянський Л.В. Петрологія та геохронологія породних комплексів північно-західного району Українського щита та його західного схилу: *дис. ... г-ра геол. нук.* Київ, 2012, 489 с.
- Шумлянський Л.В., Мазур М.Д., Зінченко О.В., Кривдик С.Г. Ізотопний (U-Pb за цирконами) вік та геологічне положення Кишинського масиву і порід його облямування (північно-західний район Українського щита). *Мінерал. журн.* 2009. Т. 31. № 2. С. 83—91.
- Шумлянський Л.В., Степанюк Л.М., Клаесон С., Руденко К.В., Беккер А.Ю. Уран-свинцева за цирконом та монацитом геохронологія гранітоїдів житомирського та шереметівського комплексів, північно-західний район Українського щита. *Мінерал. журн.* 2018. Т. 40. № 2. С. 63—85. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.02.063>.
- Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянський Л.В. *Геохронологія раннього докембрія українського щита. Протерозой*. Киев: Наук. думка, 2008, 240 с.
- Щербаков И.Б. *Петрология Украинского щита*. Львов: ЗукЛЦ, 2005, 366 с.
- Best, M.G. (2003). *Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd Edition. Wiley-Blackwell, 752 p.
- Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Guterc, A., Janik, T., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., Taran, L., & EUROBRIDGE and POLONAISE Working-Groups. (2006). EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 599—628). Geol. Soc., London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.3>.
- Bogdanova, S., Gintov, O.B., Kurlovich, D.M., Lubnina, N.V., Nilsson, M., Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Shumlyanskyu, L.V., & Starostenko, V.I. (2013). Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*, 174, 196—216. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>.
- Bogdanova, S.V., Gorbatshev, R., & Garetsky, R.G.

- (2016). EUROPE|East European Craton. In *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences* (pp. 1—18). Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X>.
- Boyd, F.R., Pearson, D.G., Hoal, K.O., Hoal, B.J., Nixon, P.H., Kingston, M.J., & Mertzman, S.A. (2004). Garnet lherzolites from Louwrensia, Namibia: bulk composition and P/T relations. *Lithos*, 77(1-4), 573—592. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.010>.
- Carlson, R.W., Pearson, D.G., & James, D.E. (2005). Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Reviews of Geophysics*, 43, RG1001. <https://doi.org/10.1029/2004RG000156>.
- Condie, K.C. (2011). *Earth and Evolving Planetary System*. Elsevier, 574 p.
- Créon, L., Delpéch, G., Rouchon, V., & Guyot, F. (2017). Slab-derived metasomatism in the Carpathian-Pannonian mantle revealed by investigations of mantle xenoliths from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field. *Lithos*, 286-287, 534—552. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2017.06.004>.
- Dawson, J.B. (2002). Metasomatism and partial melting in upper-mantle peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Northern Tanzania. *Journal of Petrology*, 43(9), 1749—1777. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.9.1749>.
- Green, D.H., Falloon, T.J., Eggins, S.M., & Yaxley, G.M. (2001). Primary magmas and mantle temperatures. *European Journal of Mineralogy*, 13, 437—451. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2001/0013-0437>.
- Green, D.H., Hibberson, W.O., Kovács, I., & Rosenthal, A. (2010). Water and its influence on the lithosphere-asthenosphere boundary. *Nature*, 467, 448—452. <https://doi.org/10.1038/nature09369>.
- Green, T.H. (1982). Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. *American Society of Mechanical Engineers (Paper)*, 465—487.
- Griffin, W., Belousova, E., O'Neill, C., O'Reilly, S.Y., Malkovets, V., Pearson, N., Spetsius, S., & Wilde, S. (2014). The world turns over: Hadean-Archean crust-mantle evolution. *Lithos*, 189, 2—15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.018>.
- Gudfinnsson, G.H., & Presnal, D.C. (2005). Continuous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3-8 GPa. *Journal of Petrology*, 46, 1645—1659. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi029>.
- Holland, H.D. (2002). Volcanic gases, black smokers, and the great oxidation event. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(21), 3811—3826. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00950-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00950-X).
- Ionov, D.A., Bodinier, J.-L., Mukasa, S.B., & Zanetti, A. (2002). Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modeling. *Journal of Petrology*, 43(12), 2219—2259. <https://doi.org/10.1093/petrology/43.12.2219>.
- Ionov, D.A., Carlson, R.W., Doucet, L.S., Golovin, A.V., & Oleinikov, O.B. (2015). The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite. *Earth and Planetary Science Letters*, 428, 108—119. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.007>.
- Ivanov, A.V., Mukasa, S.B., Kamenetsky, V.S., Ackerson, M., Demonterova, E.I., Pokrovsky, B.G., Vladykin, N.V., Kolesnichenko, M.V., Litsov, K.D., & Zedgenizov, D.A. (2018). Volatile concentrations in olivine-hosted melt inclusions from meimechite and melanephelinite lavas of the Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for flux-related high-Ti, high-Mg magmatism. *Chemical Geology*, 483, 442—462. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.011>. <https://www.sciencedirect.com/science/journal/00092541>.
- Janik, T., Starostenko, V., Aleksandrowski, P., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaia, A., Zayats, K., Mechie, J., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Wójcik, D., Omelchenko, V., Legostaieva, O., Głuszynski, A., Tolkunov, A., Amashukeli, T., Gryn, D., & Chulkov, S. (2022). Lithospheric Structure of the East European Craton at the Transition from Sarmatia to Fennoscandia Interpreted from the TTZ-South Seismic Profile (SE Poland to Ukraine). *Minerals*, 12(2), 112. <https://doi.org/10.3390/min12020112>.

- Jones, A.G., Plomerova, J., Korja, T., Sodoudi, F., & Spakman, W. (2010). Europe from the bottom up: A statistical examination of the central and northern European lithosphere-asthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations. *Lithos*, *120*(1-2), 14—29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.013>.
- Kaesler, B., Kalt, A., & Pettke, T. (2006). Evolution of the Lithospheric Mantle beneath the Marsabit Volcanic Field (Northern Kenya): Constraints from Textural, P-T and Geochemical Studies on Xenoliths. *Journal of Petrology*, *47*(11), 2149—2184. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl040>.
- Kamenetsky, M.B., Sobolev, A.V., Kamenetsky, V.S., Maas, R., Danyushevsky, L.V., Thomas, R., Pokhilenko, N.P., & Sobolev, N.V. (2004). Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: A potent metasomatic agent in the mantle. *Geology*, *32*(10), 843—848. <https://doi.org/10.1130/G20821.1>.
- Klein-BenDavid, O., Izraeli, E.S., Hauri, E., & Navon, O. (2007). Fluid inclusions in diamonds from the Diavik mine (Canada) and the evolution of diamond-forming fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *74*(3), 723—744. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.10.008>.
- Lay, T., Garnero, E.J., & Williams, Q. (2004). Partial melting in a thermo-chemical boundary layer at the base of the mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *146*, 441—467. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.04.004>.
- Leshner, C.E., Pickering-Witter, J., Baxter, G., & Walter, M. (2003). Melting of garnet peridotite: Effects of capsules and thermocouples, and implications for the high-pressure mantle solidus. *American Mineralogist*, *88*(8-9), 1181—1189. <https://doi.org/10.2138/am-2003-8-901>.
- Meżyk, M., Malinowski, M., & Mazur, S. (2021). Structure of a diffuse suture between Fennoscandia and Sarmatia in SE Poland based on interpretation of regional reflection seismic profiles supported by unsupervised clustering. *Precambrian Research*, *358*, 106176. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106176>.
- O'Reilly, S.Y., & Griffin, W.L. (2010). The continental lithosphere-asthenosphere boundary: Can we sample it? *Lithos*, *120*, 1—13. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.03.016>.
- Pavlenkova, G.A., & Pavlenkova, N.I. (2006). Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics*, *416*(1-4), 33—52. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.010>.
- Ryabchikov, I.D., Solovova, I.P., Ntaflos, Th., Büchl, A., & Tikhonenkov, P.I. (2001). Subalkaline picobasalts and plateau basalts from Putorana plateau (Siberian CFB province). II. Melt inclusion chemistry, composition of «primary» magmas and P-T regime at the base of superplume. *Geokhimiya*, (5), 484—497.
- Shumlyansky, L.V. (2014). Geochemistry of the Osnitsk-Mikashevichy Volcano plutonic Complex of the Ukrainian Shield. *Geochemistry International*, *52*, 912—924. <https://doi.org/10.1134/S0016702914110081>.
- Shumlyansky, L., Ernst, R.E., Albekov, A., Soderlund, U., Wilde, S.A., & Bekker, A. (2021). The early Statherian (ca. 1800—1750 Ma) Prutivka-Novogol large igneous province of Sarmatia: Geochronology and implication for the Nuna/Columbia supercontinent. *Precambrian Research*, *358*, 106185. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106185>.
- Shumlyansky, L., Ernst, R., Söderlund, U., Billström, K., Mitrokhin, O., & Tsybal, S. (2016). New U-Pb ages for mafic dykes in the Northwestern region of the Ukrainian shield: coeval tholeiitic and jotunitic magmatism. *Geologiska Föreningens Förhandlingar*, *138*(1), 79—85. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1116602>.
- Shumlyansky, L., Hawkesworth, C., Billstrom, K., Bogdanova, S., Mytrokhyn, O., Romer, R., Dhuime, B., Claesson, S., Ernst, R., Whitehouse, M., & Bilan, O. (2017). The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian shield: New U-Pb ages and Hf isotopes in zircon. *Precambrian Research*, *292*, 216—239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Aizberg, R., Garetsky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., Komminaho, K., Tiira, T., Gryn, D., Guterch, A., Legostaeva, O., Thybo, H., & Tolkunov, A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper-Donets

- Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, 212, 1932—1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>.
- Takahashi, E. (1986). Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa implications on the origin of peridotite upper mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B9), 9367—9382. <https://doi.org/10.1029/JB091iB09p09367>.
- Walter, M.J. (2005). Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere. In R.W. Carlson (Ed.), *The Mantle and Core* (pp. 363—394). Elsevier.
- Walter, M.J. (1998). Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology*, 39, 29—60. <https://doi.org/10.1093/etroj/39.1.29>.
- Wyllie, P.J. (1977). Effects of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> on magma generation in the crust and mantle. *Journal of the Geological Society*, 134, 215—234. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.2.0215>.
- Wyllie, P.J. (1995). Experimental petrology of upper mantle materials, process and products. *Journal of Geodynamics*, 20(4), 429—468. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00023-3](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00023-3).
- Wyllie, P.J., & Ryabchikov, I.D. (2000). Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle. *Journal of Petrology*, 41(7), 1195—1205. <https://doi.org/10.1093/etrology/41.7.1195>.

## **Reconstruction of the deep process based on the analysis of the magmatic rocks composition (on the example of the Osnytsk and Buky complexes of the Volyn megablock of the Ukrainian Shield)**

*O.V. Usenko, 2025*

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

The article summarizes the data on the composition of the Osnitsk and Buky magmatic complexes within the Osnytsko-Mikashevsky volcano-plutonic belt and Volyn megablock, Ukrainian Shield. The *PT*-conditions for the melts formation, from which, the rocks of the specified complexes crystallized were determined. This makes it possible to determine the depth of the thermal asthenosphere from where the melts came from the composition of the fluids accompanying the differentiation and to outline the probable tectonic setting under which they were formed.

Analysis of both complex compositions makes it possible to assume basalts and magnesianandesites may appear in the melting layer at  $P \sim 1.2 \div 1.5$  GPa, and  $T > 1400$  °C. Here were mixed ultrabasic melts formed with the participation of carbonate fluids from the deep source, and andesite-basalts, formed with the presence of water fluids with chlorine. These could have arisen due to the melting of the crust, which subducted into the layer of partial melting at the depth of about 50 km. Granitoids are developed within the Osnytsko-Mikashevsky volcano-plutonic belt, indicating a sell of melting in the crust, which is at least 40 km thick.

Layering in the massifs located near the surface was not a result of crystallization differentiation in the magmatic cell, but a result of the multiple income of melt from melting layers during periodic tectonic movements.

The composition of magmatic complexes formed 2.0—1.97 billion years ago does not contradict the existing scheme of the Osnytsko-Mikashevsky volcano-plutonic belt formation as a result of Fennoscandia subduction under Sarmatia, but makes it

mandatory to include advective link — the plume process in the adjacent territory.

**Key words:** Ukrainian Shield, Paleoproterozoic, Osnytsko-Mikashevyytsky volcano-plutonic belt, continental margin, juvenile rocks.

## References

- Bogatikov, O.A., Kovalenko, V.I., & Sharkov, E.V. (2010). *Magmatism, tectonics and geodynamics of the Earth: Connection in time and space*. Moscow: Nauka, 606 p. (in Russian).
- Burakhovych, T.K., & Kushnir, A.M. (2023). History, current status and future prospects of geoelectromagnetic research in Ukraine. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology*, 1(100), 58—66. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.100.07> (in Ukrainian).
- Burakhovych, T.K., & Kushnir, A.M. (2024). Geoelectrical inhomogeneities of the lithosphere of the Pripyat-Dnieper-Donetsk basin along the GEORIFT 2013 profile. *Geofizychnyi Zhurnal*, 46(3), 32—49. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i3.299169> (in Ukrainian).
- Gintov, O.B. (2019). Plate-plume tectonics as an integrated mechanism of geodynamic development of the tectonosphere of Ukraine and adjacent regions. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(6), 3—34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190064> (in Russian).
- Gintov, O.B. (2014). Scheme of periodization of faulting stages in the Earth's crust of the Ukrainian shield — new data. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 36(1), 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145> (in Russian).
- Gordienko, V.V. (2007). *Advection-polymorphic hypothesis of processes in the tectonosphere*. Kyiv: Korvin press, 172 p. (in Russian).
- Gordienko, V.V., & Usenko, O.V. (2003). *Deep processes in the tectonosphere of Ukraine*. Kyiv: Publ. IGF NAS of Ukraine, 147 p. (in Russian).
- Kadik, A.A., Lukanin, O.A., & Portnyagin, A.L. (1990). Magma formation during ascending movement of mantle matter: temperature regime and composition of melts formed during adiabatic decompression of mantle ultrabasic sites. *Geochemistry*, (9), 1263—1276 (in Russian).
- Kostenko, M.M. (2019). Metallogenic features and prospects for ore bearing of basic dike complexes of the Volyn megablock of the Ukrainian Shield. *Collection of scientific papers of the UkrSDRI*, (3-4), 9—23 (in Ukrainian).
- Kotelnikova, Z.A., & Kotelnikov, A.R. (2002). Synthetic NaF-containing fluid inclusions. *Geochemistry*, (6), 657—666 (in Russian).
- Makarenko, I., Savchenko, O., Dererova, J., Murovska, A., Starostenko, V., Bielik, M., & Legostaeva, O. (2023). Depth structure of the Transcarpathian Depression (Ukrainian part) according to density modeling data. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 45(4), 43—83. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i4.286285> (in Ukrainian).
- Mychak, S.V., Usenko, O.V., Makarenko, I.B., & Savchenko, O.S. (2024). Proterozoic stages of deformation of the western part of the Ukrainian Shield: faulting, magmatism and density heterogeneity of the Earth's crust. Collection of materials of the scientific conference «Geological structure and history of geological development of the Ukrainian Shield (to the 100th anniversary of the birth of Academician of the National Academy of Sciences of Ukraine M.P. Shcherbak)» (pp. 270—274). Kyiv: Publ. M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Sciences of Ukraine. <https://doi.org/10.30836/gbhgd.2024.56> (in Ukrainian).
- Shcherbakov, I.B. (Ed.). (1990). *Petrology, geochemistry and ore-bearing of intrusive granitoids of the Ukrainian Shield*. Kiev: Naukova Dumka, 236 p. (in Russian).
- Purtov, V.K., Anfilogov, V.N., & Yegorova, L.G. (2002). Interaction of basalt with chloride solutions and the mechanism of formation of acidic melts. *Geochemistry*, (10), 1084—1097 (in Russian).
- Ryabchikov, I.D., Orlova, G.P., Kovalenko, V.I., Choporov, D.Ya., Solovova, I.P., & Muravitskaya, G.N. (1983). Experimental study of interaction of fluid with micaceous spinel lherzolite at high temperatures and pressures. *Doklady AN SSSR. Ser. Geol.*, (3), 38—46 (in Russian).

- Sobolev, A.V., Krivolutskaya, N.A., & Kuzmin, D.V. (2009a). Petrology of parental melts and mantle sources of magmas of the Siberian trap province. *Petrology*, 17(3), 276—310 (in Russian).
- Sobolev, A.V., Sobolev, S.V., Kuzmin, D.V., Malich, K.N., & Petrunin, A.G. (2009b). The mechanism of formation of Siberian meimechites and the nature of their connection with traps and kimberlites. *Geology and Geophysics*, 50(12), 1293—1334 (in Russian).
- Spetsius, Z.V., & Serenko, V.P. (1990). *Composition of the continental upper mantle and lower crust beneath the Siberian platform*. Moscow: Nauka, 271 p. (in Russian).
- Usenko, O.V. (2019). Reflection of sequence of geodynamic processes in geological structure of the Bug area. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(3), 78—95. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i3.2019.172425> (in Russian).
- Usenko, O.B. (2017). Periodization and specific features of deep processes in Precambrian by example of the Ukrainian shield. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 39(6), 41—83. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i6.2017.116366> (in Russian).
- Usenko, O.B. (2024). Thermodynamic conditions of granitization and metamorphism of rocks in the northwestern part of the Ukrainian shield. *Geofizichnyi Zhurnal*, 46(2), 34—52. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i2.294984> (in Ukrainian).
- Usenko, O.V. (2014). *Formation of melts: geodynamic process and physicochemical interactions*. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Tsvetkova, T.A., & Bugaenko, I.V. (2012). Seismotomography of the mantle under the East European platform: mantle velocity boundaries. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 34(5), 161—172. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116672> (in Russian).
- Shumlyansky, L.V. (2012). Petrology and geochronology of rock complexes of the north-west region of the Ukrainian Shield and its western slope. *Extended Doctor's thesis*. Kyiv, 489 p. (in Ukrainian).
- Shumlyansky, L.V., Mazur, M.D., Zinchenko, O.V., & Kryvdyk, S.G. (2009). Isotopic (U-Pb by zircons) age and geological setting of the Kishin massif and rocks of its border (northwestern region of the Ukrainian Shield). *Mineralogical Journal*, 31(2), 83—91 (in Ukrainian).
- Shumlyansky, L.V., Stepanyuk, L.M., Claesson, S., Rudenko, K.V., & Becker, A.Yu. (2018). U-Pb on zircon and monazite geochronology of granites of the Zhitomir and Sheremetiv complexes, the north-western region of the Ukrainian Shield. *Mineralogical Journal*, 40(2), 63—85. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.40.02.063> (in Ukrainian).
- Shcherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., Ponomarenko, A.N., & Shumlyansky, L.V. (2008). *Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic*. Kyiv: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Shcherbakov, I.B. (2005). *Petrology of the Ukrainian Shield*. Lviv: ZuKTs, 366 p. (in Russian).
- Best, M.G. (2003). *Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd Edition. Wiley-Blackwell, 752 p.
- Bogdanova, S., Gorbatshev, R., Grad, M., Guterch, A., Janik, T., Kozlovskaya, E., Motuza, G., Skridlaite, G., Starostenko, V., Taran, L., & EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups. (2006). EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In D.G. Gee, R.A. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 599—628). Geol. Soc., London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.3>.
- Bogdanova, S., Gintov, O.B., Kurlovich, D.M., Lubnina, N.V., Nilsson, M., Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Shumlyansky, L.V., & Starostenko, V.I. (2013). Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*, 174, 196—216. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>.
- Bogdanova, S.V., Gorbatshev, R., & Garetsky, R.G. (2016). EUROPE|East European Craton. In *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences* (pp. 1—18). Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X>.
- Boyd, F.R., Pearson, D.G., Hoal, K.O., Hoal, B.J., Nixon, P.H., Kingston, M.J., & Mertzman, S.A. (2004). Garnet lherzolites from Louwrensia, Namibia: bulk composition and P/T relations. *Lith-*

- os, 77(1-4), 573—592. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.010>.
- Carlson, R.W., Pearson, D.G., & James, D.E. (2005). Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Reviews of Geophysics*, 43, RG1001. <https://doi.org/10.1029/2004RG000156>.
- Condie, K.C. (2011). *Earth and Evolving Planetary System*. Elsevier, 574 p.
- Créon, L., Delpéch, G., Rouchon, V., & Guyot, F. (2017). Slab-derived metasomatism in the Carpathian-Pannonian mantle revealed by investigations of mantle xenoliths from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field. *Lithos*, 286-287, 534—552. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2017.06.004>.
- Dawson, J.B. (2002). Metasomatism and partial melting in upper-mantle peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, Northern Tanzania. *Journal of Petrology*, 43(9), 1749—1777. <https://doi.org/10.1093/ptrology/43.9.1749>.
- Green, D.H., Falloon, T.J., Eggins, S.M., & Yaxley, G.M. (2001). Primary magmas and mantle temperatures. *European Journal of Mineralogy*, 13, 437—451. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2001/0013-0437>.
- Green, D.H., Hibberson, W.O., Kovács, I., & Rosenthal, A. (2010). Water and its influence on the lithosphere-asthenosphere boundary. *Nature*, 467, 448—452. <https://doi.org/10.1038/nature09369>.
- Green, T.H. (1982). Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. *American Society of Mechanical Engineers (Paper)*, 465—487.
- Griffin, W., Belousova, E., O'Neill, C., O'Reilly, S.Y., Malkovets, V., Pearson, N., Spetsius, S., & Wilde, S. (2014). The world turns over: Hadean-Archean crust-mantle evolution. *Lithos*, 189, 2—15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.018>.
- Gudfinnsson, G.H., & Presnal, D.C. (2005). Continuous gradations among primary carbonatic, melilitic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3—8 GPa. *Journal of Petrology*, 46, 1645—1659. <https://doi.org/10.1093/ptrology/egi029>.
- Holland, H.D. (2002). Volcanic gases, black smokers, and the great oxidation event. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(21), 3811—3826. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00950-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00950-X).
- Ionov, D.A., Bodinier, J.-L., Mukasa, S.B., & Zanetti, A. (2002). Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modeling. *Journal of Petrology*, 43(12), 2219—2259. <https://doi.org/10.1093/ptrology/43.12.2219>.
- Ionov, D.A., Carlson, R.W., Doucet, L.S., Golovin, A.V., & Oleinikov, O.B. (2015). The age and history of the lithospheric mantle of the Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Obnazhennaya kimberlite. *Earth and Planetary Science Letters*, 428, 108—119. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.007>.
- Ivanov, A.V., Mukasa, S.B., Kamenetsky, V.S., Ackerson, M., Demonterova, E.I., Pokrovsky, B.G., Vladykin, N.V., Kolesnichenko, M.V., Litsov, K.D., & Zedgenizov, D.A. (2018). Volatile concentrations in olivine-hosted melt inclusions from meimechite and melanephelinite lavas of the Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for flux-related high-Ti, high-Mg magmatism. *Chemical Geology*, 483, 442—462. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.03.011>. <https://www.sciencedirect.com/science/journal/00092541>.
- Janik, T., Starostenko, V., Aleksandrowski, P., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaaya, A., Zayats, K., Mechie, J., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Wójcik, D., Omelchenko, V., Legostaieva, O., Głuszynski, A., Tolkunov, A., Amashukeli, T., Gryn, D., & Chulkov, S. (2022). Lithospheric Structure of the East European Craton at the Transition from Sarmatia to Fennoscandia Interpreted from the TTZ-South Seismic Profile (SE Poland to Ukraine). *Minerals*, 12(2), 112. <https://doi.org/10.3390/min12020112>.
- Jones, A.G., Plomerova, J., Korja, T., Sodoudi, F., & Spakman, W. (2010). Europe from the bottom up: A statistical examination of the central and northern European lithosphere-asthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations. *Lithos*, 120(1-2), 14—29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.013>.

- Kaerer, B., Kalt, A., & Pettke, T. (2006). Evolution of the Lithospheric Mantle beneath the Marsabit Volcanic Field (Northern Kenya): Constraints from Textural, P-T and Geochemical Studies on Xenoliths. *Journal of Petrology*, 47(11), 2149—2184. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl040>.
- Kamenetsky, M.B., Sobolev, A.V., Kamenetsky, V.S., Maas, R., Danyushevsky, L.V., Thomas, R., Pokhilenko, N.P., & Sobolev, N.V. (2004). Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: A potent metasomatic agent in the mantle. *Geology*, 32(10), 843—848. <https://doi.org/10.1130/G20821.1>.
- Klein-Ben David, O., Izraeli, E.S., Hauri, E., & Navon, O. (2007). Fluid inclusions in diamonds from the Diavik mine (Canada) and the evolution of diamond-forming fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(3), 723—744. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.10.008>.
- Lay, T., Garnero, E.J., & Williams, Q. (2004). Partial melting in a thermo-chemical boundary layer at the base of the mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146, 441—467. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.04.004>.
- Leshner, C.E., Pickering-Witter, J., Baxter, G., & Walter, M. (2003). Melting of garnet peridotite: Effects of capsules and thermocouples, and implications for the high-pressure mantle solidus. *American Mineralogist*, 88(8-9), 1181—1189. <https://doi.org/10.2138/am-2003-8-901>.
- Mezyk, M., Malinowski, M., & Mazur, S. (2021). Structure of a diffuse suture between Fennoscandia and Sarmatia in SE Poland based on interpretation of regional reflection seismic profiles supported by unsupervised clustering. *Precambrian Research*, 358, 106176. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106176>.
- O'Reilly, S.Y., & Griffin, W.L. (2010). The continental lithosphere-asthenosphere boundary: Can we sample it? *Lithos*, 120, 1—13. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.03.016>.
- Pavlenkova, G.A., & Pavlenkova, N.I. (2006). Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data. *Tectonophysics*, 416(1-4), 33—52. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.010>.
- Ryabchikov, I.D., Solovova, I.P., Ntaflos, Th., Büchl, A., & Tikhonenkov, P.I. (2001). Subalkaline picobasalts and plateau basalts from Putorana plateau (Siberian CFB province). II. Melt inclusion chemistry, composition of «primary» magmas and P-T regime at the base of superplume. *Geokhimiya*, (5), 484—497.
- Shumlyansky, L.V. (2014). Geochemistry of the Osnitsk-Mikashevichy Volcano plutonic Complex of the Ukrainian Shield. *Geochemistry International*, 52, 912—924. <https://doi.org/10.1134/S0016702914110081>.
- Shumlyansky, L., Ernst, R.E., Albekov, A., Soderlund, U., Wilde, S.A., & Bekker, A. (2021). The early Statherian (ca. 1800—1750 Ma) Prutivka-Novogol large igneous province of Sarmatia: Geochronology and implication for the Nuna/Columbia supercontinent. *Precambrian Research*, 358, 106185. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106185>.
- Shumlyansky, L., Ernst, R., Söderlund, U., Billström, K., Mitrokhin, O., & Tsymbal, S. (2016). New U-Pb ages for mafic dykes in the Northwestern region of the Ukrainian shield: coeval tholeiitic and jotunitic magmatism. *Geologiska Föreningens Förhandlingar*, 138(1), 79—85. <https://doi.org/10.1080/11035897.2015.1116602>.
- Shumlyansky, L., Hawkesworth, C., Billstrom, K., Bogdanova, S., Mytrokhyn, O., Romer, R., Dhuime, B., Claesson, S., Ernst, R., Whitehouse, M., & Bilan, O. (2017). The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian shield: New U-Pb ages and Hf isotopes in zircon. *Precambrian Research*, 292, 216—239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Aizberg, R., Garetzky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., Komminaho, K., Tiira, T., Gryn, D., Guterch, A., Legostaeva, O., Thybo, H., & Tolkunov, A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, 212, 1932—1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>.
- Takahashi, E. (1986). Melting of a dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa implications on the origin of peridotite upper mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B9), 9367—9382.

- <https://doi.org/10.1029/JB091iB09p09367>.
- Walter, M.J. (2005). Melt Extraction and Compositional Variability in Mantle Lithosphere. In R.W. Carlson (Ed.), *The Mantle and Core* (pp. 363—394). Elsevier.
- Walter, M.J. (1998). Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology*, 39, 29—60. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.1.29>.
- Wyllie, P.J. (1977). Effects of H<sub>2</sub>O and CO<sub>2</sub> on magma generation in the crust and mantle. *Journal of the Geological Society*, 134, 215—234. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.2.0215>.
- Wyllie, P.J. (1995). Experimental petrology of upper mantle materials, process and products. *Journal of Geodynamics*, 20(4), 429—468. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00023-3](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00023-3).
- Wyllie, P.J., & Ryabchikov, I.D. (2000). Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle. *Journal of Petrology*, 41(7), 1195—1205. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.7.1195>.