

УДК 551.71/.72:552./

## ГЕОТЕКТОНІЧНА ПРИРОДА ЗЕЛЕНОКАМ'ЯНИХ ПОЯСІВ НИЖНЬОГО ДОКЕМБРІЮ

**А. Сіворонов**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,  
геологічний факультет, кафедра загальної та регіональної геології,  
вулиця Грушевського, 4, 79005, Львів, Україна,  
e-mail: zaggeol@franko.lviv.ua*

Для розуміння історії геотектонічного розвитку гранітно-зеленокам'яних областей важливе значення має “дозеленокам'яна” стадія, упродовж якої сформувався гетерогенний фундамент зеленокам'яних поясів, складений двома нижньодокембрійськими комплексами (чарнокіт-гранулітовим і амфіболіт-плагіогранітоїдним), які відрізняються метаморфізмом, складом суперкрустальних та гранітоїдних формацій і тектонічною будовою.

За характером формаційних рядів і місцем у їхній еволюції гранітоїдного магматизму у розвитку зеленокам'яних поясів виділяють чотири етапи. Речовинним вираженням першого, передзеленокам'яного (передрифтового) етапу є досить специфічна апліто-пегматоїдна формація, що утворилась у разі анатексису фундаменту зеленокам'яних поясів. На другому (рифтовому) етапі в геодинамічних умовах розтягу кори відбувалось формування зеленокам'яних прогинів. Третій діапировий етап розвитку зеленокам'яних поясів позначився новим сплеском термальної активності цих структур, підйманням великих мас тоналітової магми і процесами гранітоїдного діапіризму. На четвертому етапі стабілізації відбулася консолідація зеленокам'яних прогинів і вкорінення доволі великих інтрузивних тіл у двопольово-шпатових, звичайно порфіроподібних гранітах.

*Ключові слова:* зеленокам'яні пояси, зеленокам'яні прогини, гранітоїдний діапіризм, тоналіти, чарнокіт-гранулітовий і плагіогранітоїдно-амфіболітовий комплекси.

Проблему походження нижньодокембрійських зеленокам'яних поясів широко обговорюють у всесвітній геологічній літературі. За останні 10–15 років пропонували різноманітні моделі розвитку зеленокам'яних поясів, огляд яких виконав К. Конді [13]. Усі уявлення про генезис зеленокам'яних поясів зводяться до двох головних концепцій, що відрізняються розумінням характеру будови земної кори, на якій розвивались зеленокам'яні пояси. Відповідно до першої, зеленокам'яні пояси утворювались на корі океанічного типу і їх розглядають як своєрідні океанічні рифтові структури без залучення механізму тектоніки плит [10, 13, 46 та ін.].

Друга концепція, яку розвиває більшість геологів-докембрістів, ґрунтується на уявленнях про існування на початку розвитку зеленокам'яних поясів континентальної земної кори різного ступеня зрілості. З таких позицій розвиток зеленокам'яних поясів

представлений як один з проявів різноманітних процесів континентального рифтогенезу [6, 7, 27].

Теза про принципову різницю нижньодокембрійських структур і фанерозойських геотектонічних елементів земної кори знаходить останнім часом щораз більше прихильників. Особливо послідовно ці уявлення розвинуті Є. Лазьком, Л. Салопом, Є. Павловським і багатьма іншими геологами. Також це стосується зеленокам'яних поясів, які часто порівнюють з геосинкліналями (офіолітовими поясами, евгеосинклінальними зонами та ін.). Уявлення про геосинклінальну природу нижньодокембрійських зеленокам'яних поясів Українського щита раніше поділяли й ми [21, 35], однак зазначали і про їхню суттєву специфіку. Більшість українських і карельських геологів зачисляє зеленокам'яні пояси до геосинкліналей [10, 11, 30 та ін.]. Після Є. Павловського і М. Маркова [31] на неправомірність таких уявлень звернули увагу С. Анхессер, Р. Мейсон, М. і Р. Вільджоєни [46] у праці, що досі не втратила свого значення. Аналогічного висновку про своєрідність геотектонічної автономії зеленокам'яних поясів і гранітно-зеленокам'яних областей загалом дійшли пізніше й ми, ґрунтуючись на формаційному аналізі зеленокам'яних комплексів різних континентів [38].

Для розуміння історії геотектонічного розвитку гранітно-зеленокам'яних областей важливе значення має “дозеленокам'яна” стадія, продовж якої сформувався гетерогенний фундамент зеленокам'яних поясів, складений двома нижньодокембрійськими комплексами (чарнокіт-гранулітовим і плагіогранітоїдно-амфіболітовим), які відрізняються метаморфізмом, складом суперкрустальних та гранітоїдних формацій і тектонічною будовою.

Найбільші суперечності породжують питання походження та віку гранулітових комплексів. Традиційними і поки що найбільш аргументованими є уявлення про найдавніший вік гранулітових комплексів [12, 17, 18]. Проте з моменту виділення щитів “мобільних поясів” як самостійних структурних елементів, що оточують давні кратонні (гранітно-зеленокам'яні) ядра і складені високометаморфізованими й гранітизованими утвореннями “мобільних поясів” [289], щораз частіше почали з'являтися висловлювання про їхню синхронність з зеленокам'яними поясами чи навіть про пізніший час їхнього закладення. Головним аргументом на користь цього є радіологічні дані, що свідчать про час найбільш раннього гранулітового метаморфізму не більше 2600 млн років [15]. У цьому разі радіологічні дані про значно більшу давність гранулітів вважають не перевіреними [44]. Водночас у ранніх публікаціях гранулітові комплекси за головними геологічними ознаками вважали найдавнішими утвореннями Землі, і тому проблема походження сіалічної кори тісно пов'язана з проблемою давніх гранулітів. Проте зазначимо, що не всі породи гранулітової фації є найдавнішими. До таких належать тільки утворення монофаціальних комплексів, що мають широкий площинний розвиток у фундаменті давніх платформ. Грануліти, що входять до складу зональних метаморфічних комплексів, вірогідно, мають протерозойський вік (ладозька серія Карелії, інгуло-інгулецька серія Українського щита та ін.).

У визначенні походження найдавніших гранулітових комплексів важливе значення мають їхній формаційний склад і флюїдний режим метаморфізму. Найголовніші особливості гранулітових комплексів – це специфічність і витриманість складу суперкрустальних формацій не тільки в масштабі окремих щитів, а й цілих континентів [12, 17, 18, 19, 22, 24]. Особливо добре це відображає зіставлення формаційних рядів Українського й Ал-

дано-Вітімського щитів [12, 37]. Не менш специфічний і гранулітовий метаморфізм, який, як правильно наголосив В. Глебовицький, потрібно виділяти як самостійний тип [5]. Досить специфічним є флюїдний режим гранулітового метаморфізму. Термобарогеохімічні дослідження гранату, гіперстену і кварцу гранулітових асоціацій Українського щита дали змогу визначити групу сингенетичних однотипних включень, зачислених нами до кристало-флюїдного класу [40, 45]. Нагрівання включень до повної гомогенізації засвідчило, що флюїдна система гранулітового мінералоутворення мала температуру 800–1100 °C і була висококонцентрованою гомогенною вуглекисло-сольовою системою з незначним вмістом H<sub>2</sub>O. Аналогічні дані отримали А. Томиленко і В. Чупін [41]. Безводний і високотемпературний характер гранулітового метаморфізму інтерпретували, зазвичай, як процес поступової дегідратації осадів у разі занурення їх на велику глибину (понад 15–25 км). Проте, як переконливо довели К. Шуркін, Ф. Мітрофанов та інші, такі глибини занурення в нижньому археї навряд чи були можливі. Гранулітовий метаморфізм міг відбуватися на значно менших глибинах, проте за умов більшого геобаричного градієнта.

Отже, глобальна витриманість формаційного складу і безводний характер метаморфізму гранулітових комплексів є найхарактернішими їхніми особливостями, що свідчать про специфічні умови розвитку нашої планети на ранніх стадіях геологічної історії. Витриманість складу гранулітових комплексів у масштабі земної кори всієї планети дає підстави вважати, що вони мають загальний розвиток і свого часу покривали потужним (до 15–20 км) шаром усі континенти. Специфіка фізичних параметрів гранулітів і їхній широкий розвиток зумовили виділення самостійної “діоритової верстви” земної кори в чотиришаровій її моделі [9].

Аналіз уявлень про генезис гранулітів привів нас до висновку, що найбільш несуперечливим поясненням усіх названих особливостей гранулітових комплексів є модель акреції найбільш низькотемпературних конденсатів первинної газопилової хмари [29].

Безпосереднім фундаментом зеленокам'яних поясів є плагіогранітоїдно-амфіболітові комплекси, виділені нами разом з Є. Лазьком, А. Лисаком та В. Кирилюком у складі еозойської надгрупи. Суперкрystalні та гранітоїдні формації цих комплексів повторюються на всіх щитах, зберігаючи головні особливості. Для еозою характерний доволі обмежений набір суперкрystalних формацій, причому провідну роль у їхньому складі майже завжди відіграють гнейси, кристалічні сланці й амфіболіти, що відрізняються один від одного різними співвідношеннями біотиту, рогової обманки, плагіоклазу і кварцу. Мінеральні парагенезиси амфіболітової фації витримані на всю потужність розрізу суперкрystalних формацій і по всій площі їхнього розвитку. В. Глебовицький [5] зачислив еозойський (у його розумінні верхньоархейський) метаморфізм до кіаніт-силіманітової фаціальної серії, яка не виходить за межі  $P$ – $T$  умов фації альмандинових амфіболітів. За даними термобарогеохімічного дослідження включень флюїдне середовище метаморфогенного мінералоутворення в еозої було однорідним вуглекисло-водно-сольовим розчином з високою (до 40 %) концентрацією NaCl [40]. Порівняно з флюїдною системою гранулітової фації тут значно зростали хімічна активність і парціальний тиск води та, відповідно, зменшувалась роль вуглекислоти ( $P_{H_2O} = P_{CO_2}$ ).

Тектонічний рельєф континентів в еозої був достатньо розчленованим, існували замкнуті басейни, одні з них були заповнені вулканогенними утвореннями (метаандезит-базальтова формація росинсько-тикіцької серії Українського щита), а інші переважно осадовими утвореннями (аульська серія Середнього Придніпров'я) [26]. Еозойський

етап розвитку земної кори завершився метаморфізмом, складчастістю і гранітизацією, екстенсивні параметри якої виявлялись максимальними за всю геологічну історію Землі. Процеси гранітизації привели до розвитку обширних гранітоїдних полів, складених плагіо- і плагіомікрокліновими гранітогнейсами і мігматитами, у яких залишилися тільки окремі фрагменти суперкрукстальних утворень [20]. У “чотиришаровій” структурі земної кори плагіогранітоїдно-амфіболітові комплекси утворюють гранітну, точніше гранітно-ультраметаморфічну “верству” [9].

Ми, однак, не сумніваємось, що такі уявлення про генезис плагіогранітоїдно-амфіболітових (чи “сірогнейсових”, за термінологією багатьох дослідників) комплексів, неминуче викличуть заперечення, оскільки “сірі гнейси”, як відомо, мають мантійні значення  $I_{Sr} = 0,699-0,702$  і, на майже загально визнаний погляд, не можуть утворюватися з давнішого сіалічного матеріалу [3, 8, 32]. Оскільки це питання ми вже аналізували [39], то наведемо тільки деякі висновки. Акреційний механізм утворення первинної (гранулітової) земної кори досить задовільно, на наш погляд, пояснює низькі значення  $I_{Sr}$  найдавніших гранітоїдів. Утворення сіалічних товщ унаслідок акреції передбачає спільність матеріалу, що сформував підкорову речовину Землі та її сіалічну оболонку, тобто їхнє генерування з однієї й тієї ж самої протопланетної хмари, диференційованого за ізотопами стронцію. Тому як мантійний субстрат, сформований на головній стадії акреції, так і сіалічна кора, утворена дещо пізніше, повинні мати одні й ті самі значення  $I_{Sr}$ .

У ході розглядання процесів становлення і розвитку зеленокам’яних поясів ми опираємось на деякі висновки, що впливають з виконаних у різні роки досліджень.

1. Зеленокам’яні пояси розвивались на достатньо зрілій, стабілізованій сіалічній корі з уже сформованими “діоритовою” і гранітною верствами.

2. Зеленокам’яні пояси та їхні системи пов’язані з глибинними розломами.

3. Сучасна морфологія і складчаста структура зеленокам’яних поясів значно зумовлені гранітоїдним діапїризмом.

4. Мантійне походження толейт-коматїїтових і корове ріоліт-дацит-андезитових магм.

5. Еволюція магматизму зеленокам’яних поясів визначена еволюцією теплового поля земної кори і мантії.

Широкий розвиток у розрізах зеленокам’яних поясів продуктів мантійного магматизму є наслідком просторового і генетичного зв’язку їх з розломами підкорового закладення. Проте характер причинно-наслідкових зв’язків зеленокам’яних поясів з розломами можна розглядати двояко, як це робить Е. Мілановський для рифтів [29]. Найпростішим варіантом було б розуміння зеленокам’яного поясу як наслідку утворення глибинного розлому, який порушує усталену на той час термодинамічну рівновагу у верхній мантії та нижній частині кори, що й спричинило стрімке збільшення теплового потоку і початок магматичної діяльності. Та якщо розглядати зеленокам’яний пояс як аномальну термальну структуру, то і він, і глибинний розлом, який його контролює, пов’язані з утворенням у межах гранітно-зеленокам’яної області аномального теплового поля, зумовленого підняттям мантійного астеноліту (діапїру) унаслідок глибиніших процесів.

За характером формаційних рядів і місцем у їхній еволюції гранітоїдного магматизму в розвитку зеленокам’яних поясів можна виділити чотири етапи.

1. Перший, передзеленокам'яний (підготовчий) етап виділяють за аналогією з рифтовими зонами, де його називають передрифтовим [27]. Речовинним вираженням цього етапу є досить специфічна апліто-пегматоїдна формація, представлена різноорієнтовними жильними тілами апліто-пегматоїдних плагіо- і плагіомікроклінових гранітів, які вкорінюються в гранітогнейсовий фундамент, надаючи йому агматитоподібного вигляду. Особливо добре ця формація вивчена у Середньопридніпровській гранітно-зеленокам'яній області [25]. Характерно, що зони особливо високої концентрації цих жил розташовані, зазвичай, поблизу зеленокам'яних прогинів чи в проміжках між ними [14]. Дозеленокам'яний вік більшості тіл цієї формації доводять тим, що, будучи поряд з зеленокам'яними структурами, вони тільки в поодиноких випадках інтродують їх, причому розривальними, зазвичай, є жили пегматитів, пов'язані з пізнішою гранітною формацією. Петрохімічні особливості порід апліто-пегматоїдної формації та їхні структурно-текстурні особливості однозначно свідчать про їхнє анатектичне походження [20, 25]. Виявлено, що на першому етапі в межах гранітогнейсового фундаменту Середнього Придніпров'я стрімко збільшився тепловий потік, який стимулював, швидше за все, флюїдний потік, що спровокував за умов підняття і розрядження внутрішнього напруження всієї території інтенсивний анатексис у ділянках підвищеної тріщинуватості. Зони скупчення жил ніби намічали розміщення і простягання майбутніх зеленокам'яних поясів.

2. На *рифтовому етапі* в геодинамічних умовах розтягу кори відбувалося закладення зеленокам'яних прогинів. Сіалічна кора зазнавала подрібнення, розтріскування, однак повного розриву суцільності, мабуть, не відбувалося, оскільки за геофізичними даними практично всі зеленокам'яні структури мають "дно", розташоване на найдавнішому сіалічному субстраті. Особливо добре все це видно на сейсмічних профілях Середньопридніпровської гранітно-зеленокам'яної області (див. рисунок). Аномальний тепловий потік, пов'язаний з підняттям розігрітого мантійного діаметру, зумовлював утворення магматичних осередків, які жили вулканічні виверження. Початок рифтового етапу залежно від інтенсивності теплового потоку і параметрів усталеного теплового поля, виявлявся по-різному в різних зеленокам'яних структурах, що відображено в складі нижніх частин формаційних рядів. У формаційних рядах типу "М" ізотерми плавлення були розташовані у верхніх частинах мантії, процеси плавлення якої генерували базальтову і коматітову магми, які відрізнялися складом плавильного субстрату, причому, зазвичай, переважала базальтова магма, проте в окремих структурах типу Барбертон магма коматітового складу. Вулканізм рифтової стадії відбувався в підводних умовах (подушкові текстури, прошарки осадових порід явно морського походження та інші ознаки) із вулканічних побудов тріщинного типу.

Рифтовий етап розвитку зеленокам'яних структур з формаційними рядами типу "С" суттєво відрізнявся від схарактеризованого. Його початок вирізнявся більшою енергонасиченістю кори і менш значними розтягувальними напруженнями. Ізотерми плавлення були в корі й магматичні осередки зароджувались на різних її рівнях, у тому числі й доволі високих. У випадку граничного виявлення цих умов відбувалось накопичення дацит-андезитової формації (хаутоваарський тип розрізу в Карелії), однак частіше утворювались нижні дацит-андезит-толейтові формації. У першому випадку утворення великої кількості магматичних осередків у межах "діоритових" (гранулітових) і гранітно-ультраметаморфічних верств та доволі швидке піднімання магми до поверхні перешкоджали надходженню базальтової магми з підкорових рівнів. Вулканічні будови централь-

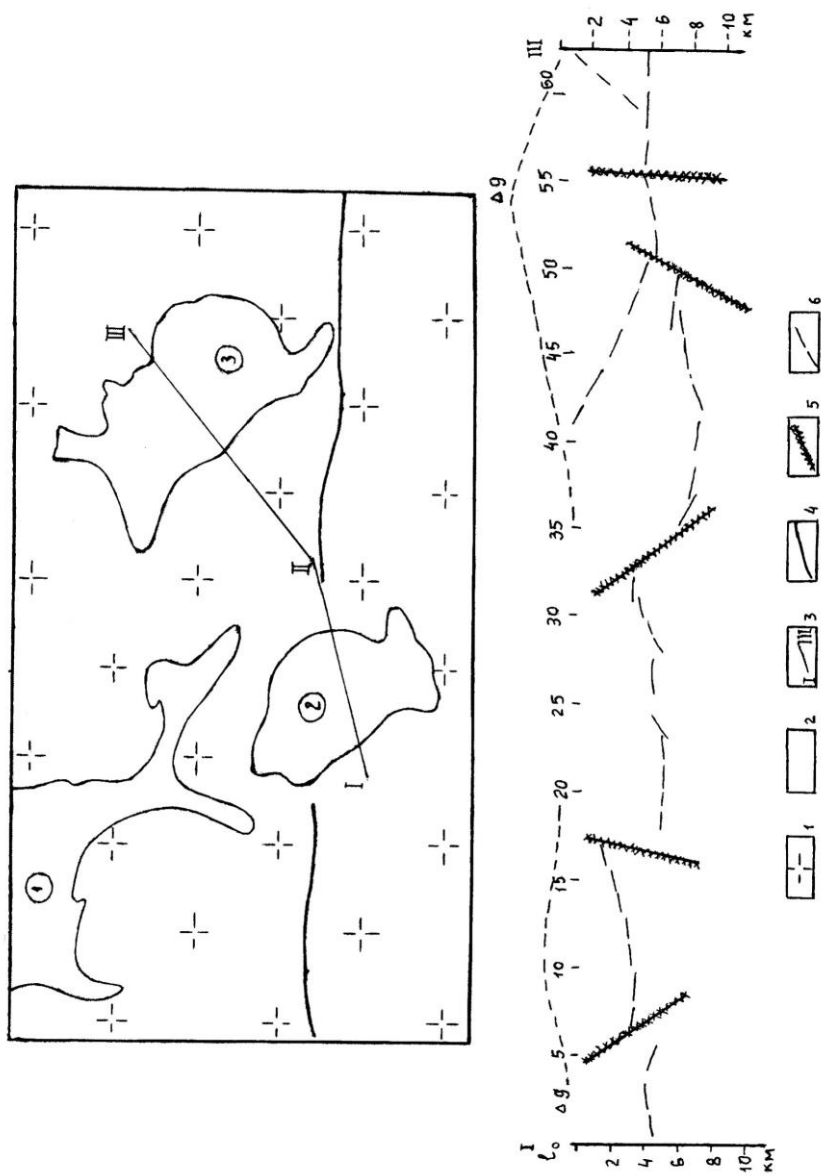


Схема глибинної побудови Сурської і Софіївської зеленокам'яних структур за даними ГСЗ.

Складено за матеріалами В. Корнілової, І. Смоглок та ін., 1976.

1 – гранітоїдний фундамент; 2 – зеленокам'яні товщі; 3 – лінія профілю; 4 – зона Девладівського глибинного розлому; 5 – зона розломів за сейсмічними даними; 6 – сейсмічні відбивні площадки.

Цифри в кляцях: 1 – Верхівцівська структура; 2 – Софіївська структура; 3 – Сурська структура.

ного типу мали значні розміри й були контрольовані, мабуть, вузлами перетинання розломів [9, 10]. Вулканізм відбувався здебільшого у підводних умовах, проте окремі вулкани підіймались над рівнем басейну. Підводний характер вулканізму підтверджений наявністю в окремих фаціальних зонах кременистих і вуглецевих осадів з сірчано-колчедановими покладами.

У процесі накопичення нижньої дацит-андезит-толеїтової формації функціонували магматичні осередки мантийного і корового рівнів з утворенням три- і двокомпонентних вулканічних циклів. Підіймання базальтової магми у верхні частини кори активувало спочатку магматичні осередки на рівні діоритової, а пізніше гранітно-метаморфічної верстви, завдяки чому утворювались трикомпонентні цикли з гомодромним характером зміни порід. Двокомпонентні (андезит-толеїтові) підформації утворювались на тлі зниження ізотерми плавлення, з цим, мабуть, пов'язана і загальна антидромна структура всієї формації, що спостерігають, наприклад, у Конкській зеленокам'яній структурі [36].

Накопичення коматіт-толеїтової формації цього типу формаційних рядів супроводжувалось подальшим зниженням ізотерми плавлення, яка перемістилась у підкорову область. Верхня дацит-андезит-толеїтова або контрастна ріоліт-толеїтова формація, яка змінює коматіт-толеїтову, утворилась на тлі нового підіймання ізотерми на коровий рівень.

Накопичення формацій рифтової стадії розвитку зеленокам'яних поясів завершилося процесом регіонального зеленосланцевого (до епідот-амфіболітової й амфіболітової фацій) метаморфізму, який пов'язаний з прогинанням вулканогенних формацій за умов високого температурного градієнта.

Найпоширенішими тектонічними структурами рифтової стадії є моноклінали, ускладнені складками зсування [13].

3. *Діапировий етап* розвитку зеленокам'яних поясів позначився новим сплеском термальної активності цих структур і підійманням великих мас тоналітової магми. Висока температура (900–1 100 °C) кристалізації та значна "сухість" тоналітової магми, визначені за даними мінералотермобарогеохімічних досліджень [2, 23], зумовлюють можливість її зародження в чарнокіт-гранулітовій верстві земної кори. Гранітний діапіризм супроводжувався процесами реоморфізму гранітогнејсового фундаменту зеленокам'яних поясів і утворенням гранітних куполів.

Окремі порції плагіогранітної магми вкорінювались у бортові частини зеленокам'яних структур і утворювали там невеликі гіпабісальні тіла, а іноді виливались на поверхню, унаслідок чого виникали ріоліт-дацитова формація, комагматична тоналіт-плагіогранітна формація [2].

На етапі гранітного діапіризму відбувалось підіймання бортів зеленокам'яних прогинів і подальше занурення їхніх осьових частин. Унаслідок широко виявлених процесів плавлення та реоморфізму фундаменту зеленокам'яних поясів і вичерпування загального енергетичного балансу процеси вулканізму значно слабшали до повного припинення і їх змінювали у більшості структур процеси осадонагромадження. Джерелом знесення матеріалу були граніти і вулканіти прибортових частин. Осадонагромадження відбувалося, зазвичай, в умовах неглибокого моря й активного тектонічного режиму, про який свідчать значно поширені турбідитові формації і косошаруваті текстури порід.

На цьому етапі внаслідок накладення високотемпературного метаморфізму, пов'язаного з гранітами, була відтворена кінцева картина метаморфічної зональності

зеленокам'яних структур і сучасна складчаста структура. Умови стиснення, у яких відбувалось структуроутворення, пов'язані, мабуть, з ростом гранітних діапїрів.

4. *Етап стабілізації* і гранітних інтрузій. На цьому етапі відбулась консолідація зеленокам'яних поясів і впровадження доволі великих інтрузивних тіл двопольовошпатових, зазвичай, порфіроподібних гранітів. На відміну від тоналіт-плагіогранітної формації, масиви двопольовошпатових гранітів проривають не тільки власне зеленокам'яні утворення, а й верхній осадовий комплекс і не перебувають, як уже зазначено, у такому тісному просторовому зв'язку з зеленокам'яними структурами. У Середньому Придніпров'ї гранітоїди цього типу утворюють Токовський, Мокромосковський, Вишневецький та інші дрібніші масиви, які виділяють у складі гранітної формації. Аналоги цієї формації є у Феннокарельській [4], Курсько-Белгородській [16] та інших гранітно-зеленокам'яних областях.

Отже, наведені дані про будову зеленокам'яних поясів і їхнього фундаменту дають підстави виділити в розвитку гранітно-зеленокам'яних областей три великі стадії, які суттєво відрізняються одна від одної складом нашарованих і гранітоїдних формацій, типом і ступенем метаморфізму, характером структури. Формації першої стадії, на якій відбувалося становлення чарнокіт-гранулітового комплексу, мають, за геологічними і геофізичними даними, загальний розвиток у межах фундаменту платформ і формують частини континентальної земної кори, розташовуючись безпосередньо на "базальтовому" шарі, який, швидше за все, складений негранітованими гранулітовими суперкрус-тальними формаціями переважно баритового складу [1]. На *другій стадії* в окремих великих прогинах, які розділені гранулітовими масивами, сформувались суперкрус-тальні й гранітоїдні формації еозойського плагіогранітоїдно-амфіболітового комплексу з мінеральними асоціаціями амфіболітової фації. Нарешті, на *третьій стадії* відбувався розвиток зеленокам'яних поясів, фундаментом яких є утворення плагіогранітно-амфіболітового комплексу. Приуроченість зеленокам'яних поясів майже винятково до областей розвитку еозойських комплексів – це перший у геологічній історії Землі прояв принципу спадковості геологічного розвитку.

Як уже зазначено, початок і завершення кожної стадії розвитку у ранньому докембрії на різних частинах і континентах діахронні. Такого висновку дійшло багато дослідників, які аналізували геологічне обґрунтування радіометричних даних. Наприклад, у другому виданні "Тектоніки" Ю. Косігін писав, що "з накопичення радіометричних даних стає щораз ясніше, що великі структурні перебудови в різних районах землі відбувались у різний час, а точки радіометричних вимірювань не фіксують ідеальних ізохрон" [14, с. 77].

Еволюцію земної кори у ранньому докембрії визначала еволюція теплового режиму планети, і відбувалась вона, з одного боку, на тлі загального охолодження Землі, а з іншого, – поглиблення диференціації теплового поля. Загально високий [34] і порівняно рівномірний розігрів кори континентів гранулітової стадії, які змінювали слабка диференційованість теплового потоку на еозойській стадії, а надалі – посиленна диференційованість його на стадії розвитку зеленокам'яних поясів. На цій стадії гранітно-зеленокам'яні області мали аномально високі параметри теплового поля, а тепловий потік тут у декілька разів перевищував тепловий потік у сусідніх еозойських і гранулітових блоках.

Накопичений сьогодні фактичний матеріал про будову зеленокам'яних поясів засвідчує, що найбільш несуперечливим є розглядання еволюції зеленокам'яних поясів з пог-



ляду рифтової моделі, хоч і дуже специфічної. Найвиразніше це довели А. Грачов і В. Федоровський [6, 7]. Однак проведення прямої аналогії між фанерозойськими рифтовими структурами і нижньодокембрійськими зеленокам'яними поясами було б помилковим. Водночас, якщо ґрунтуватись на визначенні рифтів і рифтових зон, даному Е. Мілановським [29], то треба розглядати зеленокам'яні пояси як наслідок досить своєрідної форми виявлення рифтогенезу, яка властива винятково ранньому докембрію. Відповідно до цього визначення, рифтові зони – це протяжні тектонотермальні області, для яких характерне підняття аномально нагрітої мантійної речовини, що призводить до складінінеутворення в земній корі і розтріскування її верхніх частин, які супроводжує осідання присклепінних ділянок, що утворюють власне рифти. Варто уваги те, що цим визначенням Е. Мілановський акцентував на відсутність в ньому таких суто формальних ознак, як типи земної кори, геометричні параметри структур, характер і потужність осадових формацій, які їх виповнюють, склад магматичних утворень тощо, оскільки ці характеристики можуть суттєво відрізнятися в різних категоріях і типах рифтових зон. Отже, нині під рифтовими зонами, як наголошено, треба розуміти не просто набір конкретних структур, особливості геологічної будови яких повинні бути виразно регламентовані, а як ділянки чи області земної кори, що розвивались у визначеному геодинамічному режимі, локальні варіації якого й зумовлюють різноманітність рифтових структур. Саме в такому контексті зеленокам'яні пояси можна зачислити до рифтових зон, а точніше до похідних процесів рифтогенезу.

Порівнювання зеленокам'яних поясів з певними категоріями і типами рифтових структур, згідно з класифікаційною схемою Е. Мілановського, наводить на такі висновки. Зеленокам'яні пояси можна зачислити до категорії внутрішньоконтинентальних рифтових зон, подібних за характером земної кори до інтракратонного типу, проте за характером вулканізму (диференційовані й контрастні серії нормальної лужності) вони наближаються до епіорогенних рифтів, хоча домінування вулканітів основного та ультраосновного складу нагадує знову ж таки перший тип. За характером взаємного розташування окремих прогинів зеленокам'яні пояси та їхні системи найчастіше схожі на другий (кулісоподібне розташування сусідніх грабенів) і четвертий (деревоподібна система) типи.

Сучасний структурний малюнок континентів можна характеризувати за допомогою трьох головних геотектонічних елементів складчастих споруд (області, пояси, системи), платформ (давні й молоді) і областей орогенної активізації склепінно-брилового типу [17]. До областей орогенної активізації Ю. Косигін зачисляє внутрішньоконтинентальні западини і склепінні підняття [68]. Усі ці структурні елементи континентальної кори це певні геолого-історичні категорії, сформовані, здебільшого, у верхньому докембрії та фанерозої [17].

Визначення загального геодинамічного режиму тривалого (~2,5 млрд років) ранньо-докембрійського відрізка геологічної історії Землі є однією з найважливіших проблем геології нижнього докембрію. Як з'ясовано, гранітно-зеленокам'яні області складені з чотирьох великих структурно-речовинних комплексів: чарнокіт-гранулітового, плагіо-гранітоїдно-амфіболітового, тоналіт-зеленокам'яного і граніт-метаосадового.

Найдавніших вік гранулітового комплексу, особливо там, де він не перероблений пізнішими динамотермальними процесами з утворенням ґренвільського типу мобільних поясів [15], не викликає особливих заперечень у більшості геологів. Геотектонічний режим формування цього комплексу визначають як догеосинклінальний [17, 31], панге-

осинклінальний [14] чи пермобільний. Найліпше тектонічну сутність “гранулітової” стадії Землі визначає термін “пермобільний”, який акцентує на відсутності виразної тектонічної диференціації земної кори. Набагато гірше з геологічною ідентифікацією наступної стадії розвитку Землі стадії формування плагіогранітоїдно-амфіболітових комплексів. Це пов’язано з тим, що у більшості схем періодизації вони об’єднані з зеленокам’яними комплексами (наприклад, палеопротозой Л. Салопа). Проте, як зазначено раніше [23, 24], плагіогранітоїдно-амфіболітові комплекси утворюють самостійні великі геологічні тіла, розташовані на стратиграфічному рівні між гранулітовими і зеленокам’яними комплексами. З огляду на геосинклінальну термінологію еозойські складчасті області треба розглядати як прогеосинклінальні, однак це не відрізняє їх від гранулітових складчастих областей. На підставі наявних найменувань тектонічних областей і зон земної кори еозойські області можна кваліфікувати як первинні рухомі зони, хоча цю назву Е. Мілановський [27] увів для чарнокітгранулітових поясів.

Для зеленокам’яних поясів, які характеризують третю стадію розвитку земної кори, є сенс залишити цю назву, що зробив Е. Мілановський, хоча він і розглядав їх “як недовгочасні прояви своєрідного розсіяного рифтоутворення” [27, с. 16]. Однак будь-які паралелі зеленокам’яних поясів з рифтами чи іншими геотектонічними структурами фанерозою є значною мірою умовними. Від типових рифтів вони, як уже зазначено, суттєво відрізняються складом вулканогенних формацій і характером тектонічної структури. Як наслідок, сучасна тектонічна структура зеленокам’яних поясів багато в чому зумовлена гранітним діапїризмом і реоморфізмом фундаменту, які на зеленокам’яній стадії розвитку земної кори були найважливішими структуротвірними чинниками. Особливо своєрідність зеленокам’яних поясів виявилась у грандіозному розмаху гранітоїдного магматизму, масштаб якого не порівняти з будь-якими категоріями і типами рифтових зон. Крім того, за цим параметром зеленокам’яні пояси відрізняються і від геосинклінальних складчастих систем [259], хоча в багатьох із них гранітний магматизм виявився достатньо широко. Різниця виявляється у характері локалізації гранітних інтрузій та в їхній структуротвірній ролі. В гранітно-зеленокам’яних областях гранітні інтрузії та куполи, зазвичай, розташовані за межами зеленокам’яних прогинів чи в їхніх периферійних ділянках, тільки в деяких і особливо великих структурах (типу Абітібі) вони наявні у внутрішніх частинах, зумовлюючи головні риси їхньої тектонічної будови. На відміну від них, геосинклінальний гранітний магматизм найчастіше не виходить за межі геосинклінальної області. Водночас у зеленокам’яних поясах, особливо в найбільших, виявлені деякі риси геосинклінального розвитку (наявність гранітних інтрузій, флішоїдних, а деколи моласоїдних формацій, тектонічна розчленованість на внутрішні прогини і підняття). З іншого боку, велика перевага у складі зеленокам’яних поясів вулканогенних формацій (у деяких із них осадової частини розрізу взагалі нема), брахіальні обриси в плані наперед зумовлюють подібність окремих прогинів (наприклад, Чортотлицького і Сурського) до вулканічно-тектонічних депресій. Широкий розвиток вулканоплутонічних асоціацій, субаеральних вулканітів у верхніх частинах розрізів, а також деякі металогенічні особливості зближують зеленокам’яні пояси з вулканоплутонічними поясами фанерозою [14, 17].

Отже, розгляд зеленокам’яних поясів у геотектонічному аспекті повертає нас до попереднього висновку [38], що вони є собою цілком особливою категорією складчастих систем фундаменту давніх платформ, сформованих на ранньодокембрійській стадії розвитку земної кори і не відтворених на наступних стадіях.

Виділення самостійного типу структурних елементів земної кори зумовлює необхідність виділення їхніх типоморфних ознак, які були сформульовані нами раніше [38].

1. Зеленокам'яні пояси, як характерні структури фундаменту давніх платформ, складені системою ланцюгово-деревоподібно- і кулісоподібно розташованих прогинів, розділених гранітогнейсовими поясами і блоками.

2. Форма і розміри. Форма зеленокам'яних прогинів у плані лінійно-втягнута, деколи близька до ізометричної, частіше неправильна, "амебоїдна", з численними відгалуженнями. Розміри: довжина 50–300 км, ширина до 10–100 км.

3. Формацийний склад. Специфічні ряди вулканогенних і осадково-вулканогенних формацій, що складені метаморфізованими формаціями коматіт-толейтового, дацит-андезит-толейтового, ріоліт-толейтового, ріоліт-дацитового, джеспіліт-толейтового, джеспіліт-толейтового і джеспіліт-толейтового ріоліт-дацитового типів.

4. Інтрузивний магматизм. З власне зеленокам'яним комплексом пов'язані комагматичні дуніт-гарцбургітова, габро-перидотитова і габро-діабазова формації. На завершальних стадіях розвитку поясів відбувалось становлення тоналіт-плагіогранітної формації.

5. Метаморфізм виразно зональний з тенденцією зниження ступеня знизу доверху за розрізом і від периферії до центра структур від епідот-амфіболітової (іноді амфіболітової) до зеленосланцевої фації.

6. Тектонічна будова. Зеленокам'яні пояси приурочені до зон глибинних розломів; внутрішня структура має синклінальний або синформний характер, типові монокліналі і складки з трикутними замками й арковими крилами.

Геодинамічний режим земної кори в ранньому докембрії широко обговорюють у геологічній літературі. Відомі численні спроби інтерпретації цього режиму з фіксистських та мобілістських позицій. Проте такі спроби вносять тільки уявну ясність у це питання, та за найближчого розгляду виникає багато суперечностей фактичного і загальнотеоретичного характеру. Водночас останніми роками намітилась можливість подолання багатьох суперечностей з позиції гіпотези про Землю, що розширюється. На конференції 1981 р. з проблем розширення і пульсації Землі розглянуто деякі питання геодинамічного режиму раннього докембрію [28, 33]. Проінтерпретуємо з погляду гіпотези про Землю, що розширюється, виділені стадії розвитку гранітно-зеленокам'яних областей.

На підставі припущення про планетарний характер розвитку гранулітових комплексів високих температур (800–1 100 °С) метаморфізму, який відбувався на порівняно невеликих глибинах [34, 43], і загальних високих параметрів теплого поля Землі того часу можна зазначити, що первинна гранулітова сіалічна оболонка могла перебувати у пластичному чи півпластичному стані, а це й зумовило пермобільний характер її розвитку. Безумовно, значний вплив на енергетичний режим найдавнішої сіалічної земної кори мали мантіїні джерела енергії. Проте відсутність в умовах низької в'язкості кори великих розривних порушень зумовила перенесення тепла, генерованого в мантії, рівномірно крізь усю товщу сіалічної оболонки, що стало додатковим чинником монофаціального характеру гранулітового метаморфізму. Початок наступної стадії розвитку, мабуть, пов'язаний з початком помірного розширення Землі, можливі причини і механізм якого розглянуті в багатьох працях [33]. Якщо це справді так, то планетарна гранулітова сіалічна оболонка мала зазнавати деякого розтягнення, та з огляду на високу її пластичність таке розтягнення, швидше за все, не супроводжувалось розривом суцільності оболонки, а відобразилось у потоншенні певних ділянок гранулітових комплексів за обмеженого розвитку глибинних розломів з вулканічними проявами. Локалізація зон

розтягнення могла бути зумовлена первинними латеральними неоднорідностями гранулітової оболонки, які зумовлені, мабуть, розміщенням областей підвищеної лейкократовості порід, які в  $PT$ -координатах гранулітового метаморфізму розташовувались ближче до солідуса і відрізнялись підвищеною пластичністю. Крім того, існування ділянок з різною пластичністю і, відповідно, стійкістю до розтягувальних потужностей у комбінації з латерально-диференційованим характером розширення Землі стали причиною асинхронності процесів розтягнення первинної сіалічної оболонки у різних частинах планети. В западинах, що утворились в зонах максимального розширення (і потоншення) гранулітової оболонки, накопичувались нашаровані формації еозойських комплексів потужністю понад 10 км. В одних западинах (наприклад, Росинсько-Тікицька зона Українського щита) переважали вулканогенні формації, а в інших (Середнє Придніпров'я) осідали продукти руйнування прилеглих гранулітових масивів. Надалі нашаровані утворення зазнавали монофаціального амфіболітового метаморфізму й ультраметаморфізму. Зміна гранулітового метаморфізму амфіболітовим, крім прояву в басейнах седиментації води, зумовлена загальним зниженням температури верхньої оболонки Землі як наслідок її розширення. Наприклад, якщо в період формування гранулітових комплексів сумарний тепловий потік  $q = Q/s$ , де  $Q$  загальна кількість виділеної енергії, а  $S$  загальна площа поверхні Землі, то після першого етапу розширення планети на стадії формування амфіболітових комплексів, унаслідок зменшення деякої кількості радіоактивних ізотопів дещо менша теплова енергія  $Q_1$  стосувалась уже більшої площі поверхні Землі  $S_1$ , отже, сумарний тепловий потік на еозойській стадії  $q_1$  значно поступався попередній стадії ( $q_1 < q$ ). З огляду на це можна очікувати на швидке зниження пластичності кори, що формується, і закладання великих глибинних розломів передусім в областях локалізації максимальних розтягувальних зусиль, тобто в межах областей розвитку амфіболітових комплексів. Саме з цими розломами й пов'язане закладання і розвиток зеленокам'яних поясів, що ознаменувало початок наступної стадії розвитку земної кори. Такий характер локалізації зеленокам'яних поясів пояснює приуроченість їх переважно до областей розвитку плагіогранітоїдно-амфіболітових комплексів.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Белоусов В.В. О коре и верхней мантии материков / В.В. Белоусов // Сов. геология. – 1965. – № 1. – С. 17–34.
2. Бобров А.Б. Тоналиты Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области (Украинский щит) / А.Б. Бобров, А.А. Сиворонов // Геол. журн. – 1985. – Т. 45. – № 3. – С. 37–47.
3. Богатиков О.А. “Серые гнейсы” и проблема направленности в развитии континентальной земной коры / О.А. Богатиков, С.В. Богданова, М.С. Марков // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1980. – № 4. – С. 8–22.
4. Геология и петрология архейського гранітно-зеленокаменного комплексу Центральної Карелії / С.Б. Лобач-Жученко, Н.А. Арестова, И.Н. Крылов [и др.]. – Л. : Наука, 1978. – 262 с.
5. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях / В.А. Глебовицкий. – Л. : Наука, 1973. – 128 с.

6. *Грачев А.Ф.* О геодинамике Земли в раннем докембрии / А.Ф. Грачев, В.А. Калинин, В.С. Федоровский // Проблемы расширения и пульсации Земли. – М. : Наука, 1984. – С. 49–56.
7. *Грачев А.Ф.* Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? / А.Ф. Грачев, В.С. Федоровский // Геотектоника. – 1980. – № 5. – С. 3–22.
8. Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). – Л. : Наука, 1981. – 152 с.
9. Земная кора восточной части Балтийского щита. – Л., 1978. – 231 с.
10. *Каляев Г.И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции / Г.И. Каляев. – Киев: Наук. думка, 1965. – 205 с.
11. *Каляев Г.И.* Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины / Г.И. Каляев, Е.Б. Глевасский, Г.Х. Димитров // Киев: Наук. думка, 1984. – 340 с.
12. *Кириллук В.П.* К проблеме стратиграфического расчленения высокометаморфизованного раннего докембрия (на примере Алдано-Витимского и Украинского щитов) / Е.М. Лазько, А.М. Лысак, А.А. Сиворонов, Г.М. Яценко // Общие вопросы расчленения докембрия СССР. – Л. : Наука, 1979. – С. 53–58.
13. *Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса / Конди К. – М. : Мир, 1983. – 390 с.
14. *Косыгин Ю.А.* Тектоника / Ю.А. Косыгин. – М. : Недра, 1983. – 536 с.
15. *Кратц К.О.* Геология карели Карелии / К.О. Кратц. – М.; Л., 1963. – 209 с. (Тр. Лаборатории геологи докембрия: Вып. 16).
16. *Крестин Е.М.* Связь и эволюция тектоники, магматизма и рудообразования в докембрии Курско-Воронежского кристаллического массива / Е.М. Крестин, М.Д. Бердников // Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СРСР: Тр. III регионального петрографического совещания. – Л. : Недра, 1982. – С. 202–213.
17. *Лазько Е.М.* Основы региональной геологии СССР: Том III / Е.М. Лазько. – М. : Недра, 1971. – 344 с.
18. *Лазько Е.М.* Формационные особенности и возрастное расчленение высокометаморфизованного нижнего докембрия / Е.М. Лазько, В.П. Кириллук, А.М. Лысак и др. // Геология: Междунар. Геол. конгресс: XXIV сес.: Проблема 1. – М. : Наука, 1972. – С. 68–77.
19. *Лазько Е.М.* О некоторых геологических формациях ранних этапов развития Земли / Е.М. Лазько, В.П. Кириллук, А.А. Сиворонов // Геол сб. Львов. геол. об-ва. – 1968. – № 11. – С. 116–126.
20. *Лазько Е.М.* Режимы гранитообразования в раннем докембрии (на примере Украинского щита) / Е.М. Лазько, А.М. Лысак, К.И. Свешников // Эндогенные режимы формирования земной коры в докембрии. – Л. : Наука, 1985. – С. 210–214.
21. *Лазько Е.М.* Об особенностях развития средней части Украинского щита в раннем докембрии / Е.М. Лазько, А.А. Сиворонов // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. – 1966. – № 10. – С. 3–17.
22. *Лазько Е.М.* К проблеме геологии архея / Е.М. Лазько, А.А. Сиворонов // Геол. журн. 1974. Т. 34. – № 5. – С. 132–137.
23. *Лазько Е.М.* Проблема тоналитового слоя в гранитно-зеленокаменных областях / А.А. Сиворонов, А.Б. Бобров // Изв. АН СССР. – Сер. геол. – 1982. – № 9. – С. 5–15.

24. Лазько Е.М. К проблеме соотношения гранулитовых и гранитно-зеленокаменных областей / Е.М. Лазько., А.А. Сиворонов, А.М. Лысак // Междунар. геол. конгресс: XXVII сес. – Тез. докл. – М. : Наука, 1984. – Т. 2. – С. 344–345.
25. Лысак А.М. Нижнедокембрийские комплексы и особенности геологического развития восточной части Саксаганского блока Украинского щита / А.М. Лысак, А.А. Сиворонов // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. – 1976. – № 15. – С. 55–62.
26. Лысак А.М. Петрографо-геохимические особенности и генезис гнейсово-амфиболитовой формации бассейна р. Базавлук (Украинский щит) / А.М. Лысак, А.А. Сиворонов // Геол. журн. – 1976. – Т. 36 – № 6. – С. 51–62.
27. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах) / Е.Е. Милановский. – М. : Недра, 1983. – 280 с.
28. Милановский Е.Е. Развитие и современное состояние проблем расширения и пульсаций Земли // Проблемы расширения и пульсаций Земли / Е.Е. Милановский. – М.: Наука, 1984. – С. 8–24.
29. Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в истории Земли / Е.Е. Милановский // Изв. АН СССР. – Сер. геол. – 1984. – № 12. – С. 38–56.
30. Накви С.М. Физико-химические условия в течение архея по результатам изучения геохимии дарварских образований / С.М. Накви // Ранняя история Земли. – М. : Мир, – 1980. – С. 295–305.
31. Павловский Е.Б. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры) / Е.Б. Павловский, М.С. Марков // Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. – М. : Наука, 1963. – С. 9–53. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 93).
32. Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). – Л. : Наука, 1984. – 200 с.
33. Проблемы расширения и пульсаций Земли. (Материалы конференции по проблемам расширения и пульсаций Земли). – М. : Наука, 1984. – 191 с.
34. Рудник В.А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии / В.А. Рудник – Л : Недра, 1975. – 415 с.
35. Сиворонов А.А. Вулканогенно-кремнистые формации Украинского щита (систематика и генезис) / А.А. Сиворонов // Бюлл. Моск. Об-ва испытателей природы. – Отд. геол. – 1975. – Т (6). – С. 75–89.
36. Сиворонов А.А. Метаморфизованная дацит-андезит-толеитовая формация Конкской зеленокаменной структуры (Украинский щит) / А.А. Сиворонов, В.Ф. Киктенко, В.Д. Колий, А.Г. Смоголюк // Геол. журн. – 1986. – Т. 46. – № 1. – С. 83–94.
37. Сиворонов А.А. Типизация графитоносных формаций гранулитовых комплексов (на примере Украинского и Алдано-Витимского щитов) / А.А. Сиворонов, В.И. Лашманов, Ел.Е. Лазько // Проблемы геологии и стратиграфии докембрия Украины. – Киев: Наук. думка, 1979. – С. 31–46.
38. Сиворонов А.А. Метаморфизованные вулканогенные формации и тектоническая природа зеленокаменных поясов нижнего докембрия / А.А. Сиворонов, Б.И. Малюк // Геотектоника. – 1983. – № 5. – С. 38–51.
39. Сиворонов А.А. Серые гнейсы и проблема древнейшей континентальной коры / А.А. Сиворонов, Б.И. Малюк // Геол. журн. – 1984. – № 1. – С. 110–119.

40. Сиворонов А.А. Особенности термобарогеохимических условий высокотемпературного метаморфизма в раннем докембрии / А.А. Сиворонов, А.И. Росихина // Термодинамический режим метаморфизма. – Л. : Наука, 1976. – С. 191–196.
41. Томиленко А.А. Термобарогеохимия метаморфических комплексов / А.А. Томиленко, В.П. Чу-пин. – Новосибирск: Наука, 1983. – 200 с.
42. Хаин В.Е. От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза / В.Е. Хаин // Геотектоника. – 1978. – № 3. – С. 3–25.
43. Шуркин К.А. Геолого-петрологические данные о расширении Земли в раннем докембрии / К.А. Шуркин, Ф.П. Митрофанов, Л.Е. Шустова // Проблемы расширения и пульсаций Земли. – М. : Наука, 1984. – С. 45–49.
44. Щербак Н.П. Стратиграфия и геохронология раннего докембрия СССР / Н.П. Щербак, Е.В. Бибикина // Геология докембрия. Междунар. геол. конгресс, XXVII сес.: Докл.: Т. 5. – М. : Наука, 1984. – С. 3–14.
45. Яценко Г.М. О термической эволюции метаморфизма в докембрии (на примере Украинского щита) / Термодинамический режим метаморфизма / Г.М. Яценко, А.А. Сиворонов. – Л. : Наука, 1974. – С. 123–124.
46. Anhaeusser C.R. Reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology / C.R. Anhaeusser, R. Mason, M.J. Viljoen, R.P. Viljoen, C.R. Anhaeusser, R.A. Mason // Geol. Soc. American Bull. – 1969. – Vol. 80. – N 11. – P. 2175–2200.

*Стаття: надійшла до редакції 22.03.2012  
доопрацьована 09.10.2012  
прийнята до друку 10.10.2012*

## **GEOTECTONIC NATURE OF GREENSTONE BELTS OF THE LOWER PRECAMBRIAN**

**A. Sivoronov**

*Ivan Franko National University of Lviv,  
geological faculty, department of general and regional geology,  
Hrushevskij Street, 4, 79005, Lviv, Ukraine  
e-mail: zaggeol@franko.lviv.ua*

In order to understand the tectonic history of granite-greenstone areas important is the "pre-greenstone stage" is important, during which heterogeneous basement of greenstone belts was formed and consists of two Lower Cambrian complexes (charnokite-granulitic and plagiogranitoid-amphibolic). They differ by metamorphism, composition of supercrust and granitoid formations, and tectonic structure. The development of greenstone belts is divided into 4 stages by the nature of formation sets and their position in evolution of granitoid magmatism. Substance feature of the first pre-greenstone (pre-rift) stage is fairly specific aplite-pegmatoid formation that formed by anatexis of greenstone belts. In the second (rift) stage in the geodynamic conditions of tension of crust began the formation of greenstone deeps. The third stage is diapir stage of development of greenstone belts. It is indicated by a new surge of thermal activity of these structures and risen of large masses of tonalite magma and processes of granitoid diapirism. In the fourth

stage of stabilization of the consolidation of greenstone deeps and rooting very large intrusive bodies in two feldspathic certainly porphyreous granites.

*Key words:* greenstone belts, greenstone deeps, granitoid diapirism, tonalites, charnokite-granulitic and plagiogranitoid -amphibolic complexes.

## **ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ**

**А. Сиворонов**

*Львовский национальный университет имени Ивана Франко,  
геологический факультет, кафедра общей и региональной геологии,  
улица Грушевского, 4, 79005, Львов, Украина  
e-mail: zaggeol@franko.lviv.ua*

Для понимания истории геотектонического развития гранитно-зеленокаменных областей важное значение имеет “дозеленокаменная” стадия, на протяжении которой сформирован гетерогенный фундамент зеленокаменных поясов, сложенный двумя нижнедокембрийскими комплексами (чарнокит-гранулитовым и плагиогранитоидно-амфиболитовым), которые отличаются метаморфизмом, составом суперкрупных и гранитоидных формаций и тектоническим строением. По характеру формационных рядов и месту в их эволюции гранитоидного магматизма в развитии зеленокаменных поясов выделяются четыре этапа. Вещественным выражением первого, предзеленокаменного (предрифтового) этапа является довольно специфическая аплит-пегматоидная формация, которая образовалась при анатексисе фундамента зеленокаменных поясов. На втором (рифтовом) этапе в геодинамических условиях растяжения коры происходило формирование зеленокаменных прогибов. Третий – диапировый этап развития зеленокаменных поясов – проявился новым всплеском термальной активности этих структур и подъемом больших масс тоналитовой магмы и процессами гранитоидного диапиризма. На четвертом этапе стабилизации произошла консолидация зеленокаменных прогибов и укоренение довольно крупных интрузивных тел в двуполевошпатовых, обычно порфиридных гранитах.

*Ключевые слова:* зеленокаменные пояса, зеленокаменные прогибы, гранитоидный диапиризм, тоналиты, чарнокит-гранулитовый и плагиогранитоидно-амфиболитовый комплексы.