

УДК 552.3:553.824(691)

В. Трощенко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.,
Ю. Бублик, геолог**ВУЛКАНИТИ І РУБІН СУМІАКАТРА, О. МАДАГАСКАР**

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. В.А. Михайловим)

Аналіз вулканітів невизначеного геологічного віку, які містяться в центральній частині Мадагаскару, показав їх відповідність толейтам і схожість з пізньокрейдовими базальтами о. Мадагаскар. Ксеногенні вклучення у вулканітах свідчать про розповсюдженість коштовних корундів на нижніх, ультрамафітових частинах кори. Наведено розташування коштовних корундів літологічно контролюють салітові породи щодо сапфірів; мафітові і ультрамафітові щодо рубінів.

Indeterminate aged volcanics analysis, which are in the central part of Madagascar island has shown the conformity to tholeiite and similarity to the late cretaceous basalts of Madagascar island. Xenogenetic volcanic components indicate the prevalence of precious corundum to the bottom, ultra mafites of crust parts. Precious corundums locations lithologic control salite rocks in case of sapphires; mafites and ultramafites in case of rubine are given.

Вступ і постановка проблеми. Відомий родовищами коштовних каменів, переважно сапфірів, о. Мадагаскар привертає до себе увагу геологів як під впливом підвищеного попиту на ювелірне каміння, так і зацікавленість з питань загальної геології докембрію, історії Гондвани і її розпаду, також супроводжуючого вулканізму. Українські геологи можуть зацікавитись багатьма з цих питань.

Серед полігенних родовищ коштовного корунду на острові виявлені представники вулканічного типу, одне з яких – Суміакатра – можна розглядати як унікальне. З одного боку – це єдине з корінних родовищ, яке масштабно розроблялось і вміщує з коштовних корундів тільки рубін, з іншого – тут є точка об'єднання питань вулканології і мінералогії коштовного корунду. Але в численних публікаціях про о. Мадагаскар їм не приділено достатньої уваги. В літературі детально охарактеризовані лише рубіни Суміакатри, в аспекті гемології [7, 8]. Відносно схематичні характеристики мінеральних парагенезисів. Вулканіти віднесені до лужного ряду без надання результатів мінералого-петрографічних і петрохімічних аналізів [6]. Проте, за результатами вивчення родовища, можна значно доповнити уявлення про розповсюдження рубіну по вертикалі і про літологічний контроль розподілу.

Ю.М. Бублик мав нагоду взяти участь в польових роботах з експертної оцінки родовища. Він провів геологічні дослідження, зібрав петрографічні і мінералогічні матеріали, проби. В Криворізькому технічному університеті, спільно з В.М. Трощенко, матеріали вивчили і проаналізували. Отримані результати наведені в даній статті.

Виклад основного матеріалу та обговорення. Головні прояви вулканізму розміщені навколо серединної частини о. Мадагаскару, створюючи облямування, яке простежено з південного сходу, через південь і захід до півночі острова. Вулканічні тіла – потоки, сіли, дайки, неки, сформували скупчення, які на геологічній мапі відображені у вигляді подовжених але переривчастих смуг, в більшості орієнтованих згідно до контура острова. Вулканіти приурочені до тектонічних розривів. В цілому сформована тектонічна система типу купол-рифти (рис. 1). Найближча подібна структура – система Кару – розташована на півдні Африки [2, 3]. Серединне підняття тектонічної системи острова складене архей-

ськими і протерозойськими метаморфічними і магматичними спорудами. На західному схилі купола розвинуті палеозойські, мезозойські і кайнозойські відклади. Східний схил зрізан тектонічним розколом, орієнтованим з південного заходу на північний схід.

Серед вулканітів виділені дві різновікові серії: пізньокрейдова (90-83 млн р) і кайнозойська (66-63 млн р) [9, 10]. Найбільш поширені представники першої серії. Вулканіти другої серії локалізовані на півночі і на півдні острова. На геологічній мапі Мадагаскару невеликі прояви кайнозойських вулканітів також означені в деяких пунктах центральної частини острова.

Пізньокрейдовий вулканізм пов'язують з розколом Гондвани і відділенням Мадагаскару від Африканського континенту, а в геологічному часі вважають пізнішим за серію Кару, але ранішим за серію Декан, Індія [5, 9-11]. Кайнозойський вулканізм можливо відповідає в часі континентальному рифтингу східної Африки [3].

Породи кайнозойської вулканічної серії цілком відповідають лужному ряду – лужні базальти, трахібазальти, трахіти, нефелініти.

У центральній частині тектонічного підняття Мадагаскару, в середині блока Антананариву, складеного палеопротерозойськими гнейсами, кристалосланцями і пізнішими гранітами, в районі Антсирабі – Антаніфутсі, овздовж тектонічного порушення міститься невеликий ланцюг малих вулканічних споруд – Анкаратра. Одна з них вміщує родовище коштовних корундів Суміакатра (рис. 2). Геологічний блок Антанариву має складну будову. Найдавнішими є біотитові гнейси (>2,5 млрд р), які тектонічно перешаровані з гранітоїдами, сієнітами і габро (820-740 млн р).

Наступна тектонічна перебудова (500-750 млн р) якнайменше двічі супроводжувалася гранітовим магматизмом (630-561 і 527-537 млн р) і метаморфізмом за умовами гранулітової фації. Внаслідок геологічних подій всі породи набули вигляду гнейсів і кристалічних сланців. Будова блока ускладнена поясами сланців системи Царатанана (2,7-2,5 млрд р), в складі якої розповсюджені мафітові породи, а також гнейси тоналіти, метапеліти. Система метаморфізована (2,5 млрд р) за умовами гранулітової фації [1, 4]. Два зі згаданих поясів – Андриамена на півночі, і Бефуруна на сході – розташовані поблизу Суміакатри.

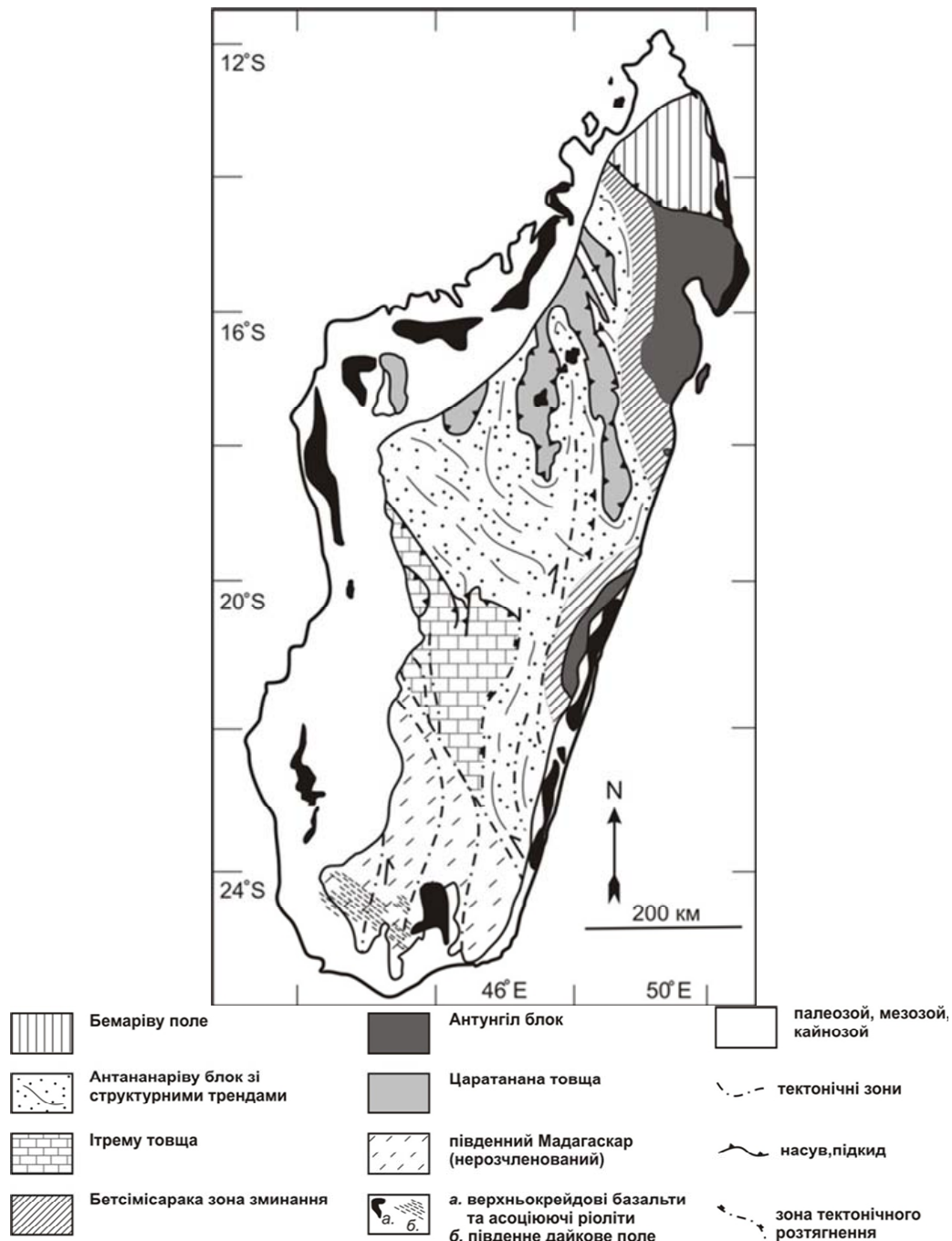


Рис. 1. Схематична геолого-структурна карта о. Мадагаскар [4, 5]

Ізотопні дані з геологічного віку вулканітів Суміакатра відсутні. Вулканітами зформоване заповнення невеликих мульд, дайки, потоки, дуже еродовані конуси (рис. 3). Родовище Суміакатра відповідає неку – циліндрично-трубчатій жерловині, яка заповнена еруптивними брекчіями. У середині жерловини наявний шток базальтів, а в периферійній частині брекчії перетнуті дайками базальтів, паралельно яким розвинуті зони біотитизації вздовж тектонічних тріщин (див. рис. 3). Еруптивні брекчії і базальти гіпергенно змінені, але значно меншою мірою, ніж вмісні гнейси, які доведені до стану латеритів. Базальтові потоки з еруптивними брекчіями в нижніх частинах перекрыли і контактово метаморфізували кору вивітрювання гнейсів (рис. 4). У літературі відсутні згадки про біотитизацію серед кайнозойських відкладів о. Мадагаскар, а гіпергенні зміни в них характеризуються як слабкі. Тому ще не на часі приписувати кайнозойський вік вулканітам Суміакатра.

Аналізи 1-4 виконані в лабораторії КГРЕ, 2006 за авторськими матеріалами; 5-12 запозичені з літератури.

За хімічним складом ці породи не відповідні лужному ряду і серії, яка сформувалася на Мадагаскарі в кайнозой, але наближені до толеїтів, а деякі – до пікоробазальтів. Зіставлення з пізньокредовими толеїтами показує схожість за багатьма рисами, насамперед з примітивною групою (табл. 1). При порівняннях слід зважити на вплив гіпергенних змін, які стосуються насамперед співвідношень окисного і закисного заліза, вмісту магнію, вуглецевої кислоти, води і деякою мірою вапна. Залишається невирішеною дилема: або кайнозойська серія вулканітів, додатково до лужного, вміщує толеїтовий ряд порід, або кора вивітрювання на рівні, перекрытому базальтами Суміакатра, вже була зформована до пізньокрейдового часу.

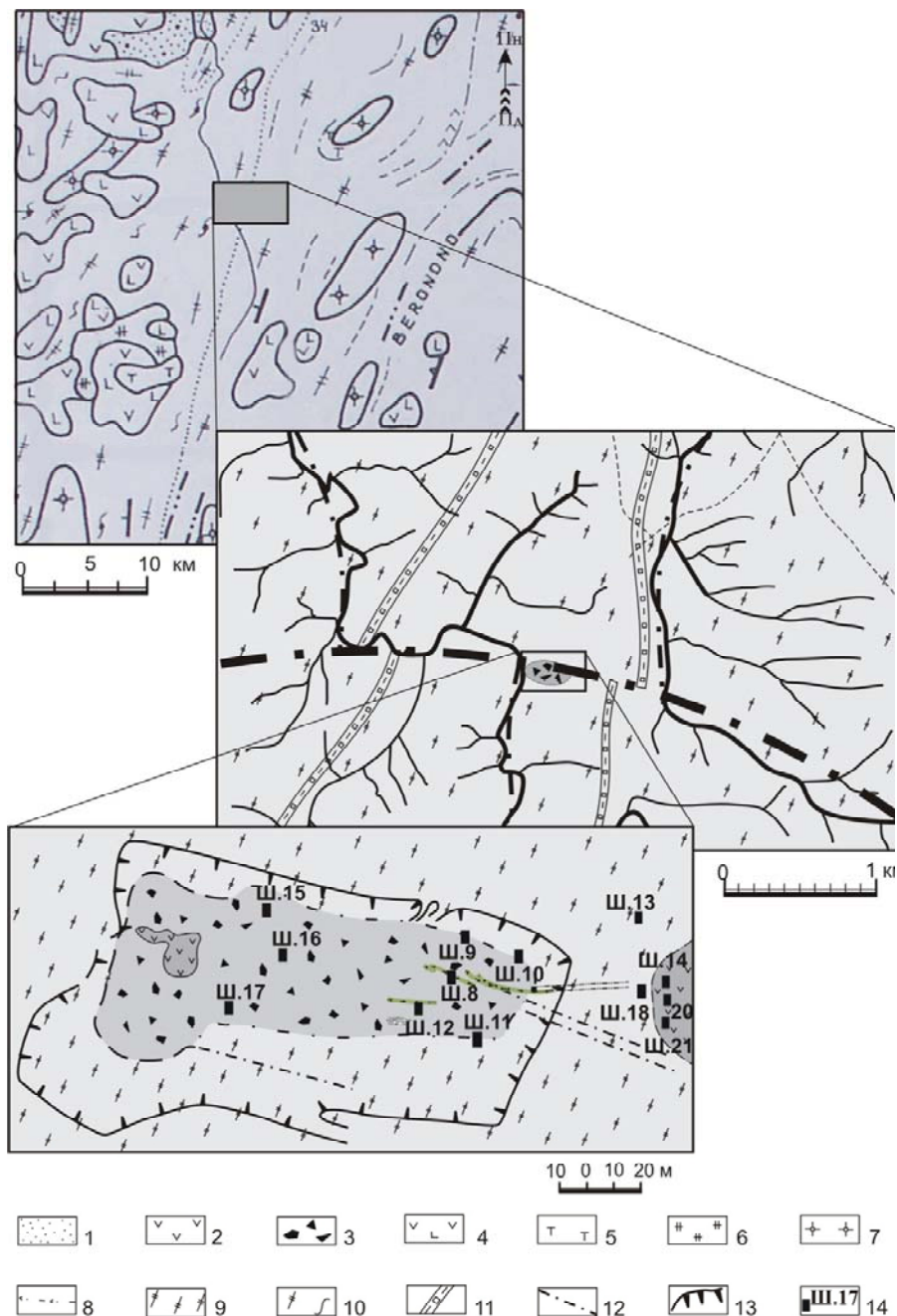


Рис. 2. Схема геологічної будови регіону Суміакатра з деталізацією:

1 – алювіальні відклади; 2 – олівінові базальти; 3 – туфобрекція; 4 – габроїди; 5 – лужні гранітоїди; 6 – сієніти; 7 – граніти; 8 – базальтові дайки; 9 – мігматити; 10 – гнейси; 11 – кварцити; 12 – розломи; 13 – контур кар'єру; 14 – шурфи



Рис. 3. Еродовані вулканічні конуси і стратиформні вулканіти: А – вулканіти; Б – кора вивітрювання гнейсів (Pt₂)

Таблиця 1

Хімічний склад базальтів, ваг. %

	Саміакатра				Толейті південно-західного Мадагаскару, пізньокрейдова серія							
	1	2	3	4	еволюціоновані					примітивні		
5	6	7	8	9	10	11	12					
SiO ₂	46,4	46,5	43,2	44,8	52,06	50,06	48,54	49,40	52,22	50,01	48,84	49,33
Al ₂ O ₃	13,9	13,6	9,7	9,7	13,80	13,32	13,35	13,50	13,00	13,73	12,75	20,40
Fe ₂ O ₃	4,5	5,7	4,7	9,7	13,22	14,68	15,11	15,00	14,31	13,31	13,27	8,91
FeO	7,6	2,7	2,8	0,5	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,17	0,15	0,18	0,13	0,19	0,20	0,17	0,20	0,22	0,18	0,15	0,12
MgO	6,7	4,8	3,7	2,8	4,36	4,00	4,80	4,48	4,44	6,23	6,41	5,80
CaO	9,7	12,7	14,6	9,1	8,31	8,34	8,47	8,17	7,86	10,45	10,00	11,18
Na ₂ O	2,9	2,3	1,1	1,1	2,51	2,47	2,54	2,54	2,82	2,34	2,31	2,73
K ₂ O	0,7	1,1	1,2	1,4	1,33	1,50	0,72	1,36	1,40	0,28	0,49	0,20
TiO ₂	1,7	1,5	1,1	1,1	2,86	3,02	3,22	3,41	2,26	2,17	3,60	0,79
P ₂ O ₅	0,49	0,44	0,28	0,23	0,47	1,24	0,52	0,89	0,31	0,26	0,32	0,09
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	0,98	0,92	0,97	0,16	0,82	0,41	0,87	0,40
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	0,26	0,44	0,71	0,02	0,56	0,29	0,06	0,10
CO ₂	0,21	2,12	8,14	4,42	-	-	-	-	-	-	-	-
В.п.п.	4,81	7,78	16,77	19,16	-	-	-	-	-	-	-	-
Сума	99,99	99,96	99,66	99,91	100,35	100,19	99,12	99,13	100,22	99,66	99,07	100,05

Багато вулканітів петрографічно наближені до виду "олівіновий базальт". Вони характеризуються серіально-порфіровою структурою причому розміри найбільших порфірових вкраплень не менше 1 мм і до 2 мм. Наступна серія вкраплень на порядок зменшених – 0,2...0,5 мм. І третя серія – вкраплення розмірами 0,05...0,1 мм. Вкраплення занурені в основну масу, яка за структурою нагадує гіалопелітову, але замість вулканічного скла присутній мікрокристалічний агрегат продуктів розкладу: хлорит, антігорит, карбонат, гідроксиди заліза, бурі гідроксиди. Також в складі основної маси наявні первинні мікроліти плагіоклазу, авгіту і олівіну, більшість яких майже одноманітно орієнтовані, підкреслюючи текстуру ламінарного типу. Серед вкраплень, поряд з ідіоморфними первинними фенокристалітами присутній ксеногенний матеріал у вигляді уламків монокристалів і зростків кристалів, відносна кількість яких зростає від третьої до першої серії вкраплень. У вигляді фенокристалів виявлені плагіоклаз ряду лабрадорбітовніт, олівін і авгіт. В більшості плагіоклаз одноманітний, але зрідка трапляються кристали зі слабо вираженою зональністю – показник заломлення центральної частини вище за периферію кристалу, але оптична орієнтація одноманітна як у центрі, так і на периферії. У деяких випадках виявляється зональність авгіту, причому периферійна зона насичена розплавними мікрровключеннями. Олівін майже весь повністю заміщений антигоритом, що сформував псевдоморфози. Авгіт хлоритизований. В числі акцесорних наявні магнетит, ільменіт, апатит, циркон. Серед ксенокристалів наявні ті ж самі мінерали з тими ж властивостями, але трапляються відмінності. Деякі кристалокласти олівіну несуть реакційну мікрокристалічну оболонку клінопіроксену, а серед кристалокластів піроксенів, поряд з авгітом є енстатит. Варіації загального складу базальтів пов'язані з несталістю кількісних співвідношень вищезгаданих породоутворювальних мінералів. В еволюційному плані варіації складу не суперечать гомодромної схемі.

Морфологічні відмінності базальтів узгоджені з геологічними фаціями. Жерлові, дайкові різновиди є текстурно однорідними. Стратиформні нерідко характеризуються флюїдальністю, яка слабо впрагнена і впевнено виявляється лише на препаратіваних вивітрюваннях поверхнях. Майже повсюди в базальтах наявні літокласти різноманітних розмірів, від мікроскопічних до розпізнаваних неозброєним оком. В головному вони відповідають вулканітам того самого "спектру", що складають формацію в цілому. Підвищений вміст літо-

класт призводить до необхідності відокремити деякі вулканіти як туфолави. Вони формують як дайки, так і стратиформні тіла. Масштабні прояви пірокластичної складової характерні для формації у цілому і свідчать про потужну еруптивну діяльність в епоху вулканізму. Потужні накопичення пірокластичних у вигляді туфобрекчії майже повсюдно складають низи формації і заповнюють циліндрично-трубчасті тіла жерлової фації (див. рис. 2, 5). Такі текстурні особливості, як розпливчасті контури уламків і концентрично-коркові відокремлення в туфобрекчіях можуть бути пам'ятками пірокластичних потоків, вулканічних попільних хмар (рис. 6).



Рис. 4. Налягання вулканітів на кору вивітрювання



Рис. 5. Туфобрекція з уламками граніту в базальтовій оболонці

Додатково до вищезгаданої пірокластики як базальтоїди так і туфобрекції вміщують уламки – відторженці різноманітних порід, транзитом доставлених до сучасного рівня з різних глибинних горизонтів. Серед відторженців є породи, які відомі на сучасному ерозійному зрізі регіону: гнейси, кристалічні сланці, граніти, у тому числі тою чи іншою мірою вивітрілі, а також латеритні породи, які в лаві перетворені до стану бухітів. Меншою мірою серед відторженців присутні породи, які невідомі в даному регіоні і таким чином відповідають більш глибинним рівням.



Рис. 6. Концентрично-кіркова текстура туфобрекції

Серед ксеногенних складових туфобрекцій і туфолав є корунд, насамперед коштовний рубін, в достатній для розробки концентрації, у зв'язку з чим на родовищі, з 1997 по 2000 рр. відбулись гірничодобувні роботи. Також на півночі Мадагаскару, в кайнозойських лужних вулканітах Монтань Дэ Амбр відомі знахідки ксеногенних сапфірів [6]. Отже є зацікавленість дослідити ксеногенні складові вулканітів Суміакатра. Породи, знайдені у вигляді ксенолітів, нижче коротко характеризуються в порядку зменшення загальної кислотності.

Гнейси в більшості відповідають польовошпатовим і кварцево-польовошпатовим видам. Трапляються ознаки первинно псамітових структур – розвальцьовані, іноді кутасті кварцові, рідше плагіоклазові кристалоласти. Текстурно гнейси смугасті, з чергуванням польовошпатових, кварцево-польовошпатових і біотитових смуг, завширшки 1-30 мм. В деяких зразках наявна порфірбластова структура з виділеннями мікрокліна. Плагіоклаз-олігоклаз кородований і мірмекітзований з боку виділень мікрокліна.

Біотитові граніти за мінеральним складом збігаються з ксенолітами граніто-гнейсів, але характеризуються меншою ступінню кристалобластеза і розсланцювання. На відміну від парагнейсів в гранітах більш сталі кількісні співвідношення кварцу, польових шпатів і біотиту. З

числа акцесорних наявні магнетит, апатит, циркон і титаніт. Представлені ксенолітами гнейси і граніти якщо не відповідають, то нагадують такі самі породи, що розповсюджені в складі блоку Антанариву.

Граносієніт – крупно-панідіоморфнокристалічний, близько до пегматоїдного, місцями мікрографічний. У мінеральному складі переважає мікроклін – мікропертит; кількісно меншим є альбіт, іноді з шаховою двійниковою структурою. Кварц ксеноморфний, кількісно другорядний; біотит хлоритизований, кількісно майже акцесорний, разом з магнетитом і апатитом.

Кварцовий діорит текстурно гломерокристалічний – нерівномірно розташовані в породі скупчення роговообманкові і плагіоклазові (олігоклаз – андезин). Розміри скупчень до 20 мм в попереку; окремих кристалів – 0,5-2 мм. У скупченнях рогової обманки структура призматично – кристалічна, а в скупченнях плагіоклазу – евектоїдно-мікрографічна з включеннями кварцу. Акцесорні: апатит, магнетит, ільменіт, титаніт. Вторинні: карбонат, скаполіт, серицит, хлорит. Сієніти і діорити відомі в складі груп Манампутсі і Бефуруна, блок Антанариву. З гранітами, гнейсами, сієнітами на півдні Мадагаскару пов'язані деякі первинні родовища сапфірів.

Сланцюватий метабазит з підпорядкованою орієнтацією призматичних, пластинчастих і табличастих мінеральних індивідів, розмірами 0,2-1,0 мм. Деякі з них виділились як порфірбласти до 3-5 мм в попереку. Внаслідок метаморфічної диференціації в породі чергуються лейкократові і меланократові смуги. Перші з них переважно олігоклаз – андезинові, а інші – біотитові і вміщують також жедрит, гіперстен, ільменіт, магнетит, апатит і титаніт. Метабазитові кристалосланці, амфіболіти, піроксеніти розповсюджені у складі серії Царатана, блок Антанариву.

Корундовий плагіоклазит гранобластової структури складений лабрадором, Mg-біотитом, вміщує виділення зелено-сірого корунду, 2-7 мм в попереку. Трапляються сімплектитові зростки корунду і плагіоклазу. Як правило, кристали корунду покриті реакційною оболонкою біотиту. В біотиті і корунді наявні мікрровключення шпінелі. Цей плагіоклазит імовірно відповідає сакеніту – метасоматичній породі деяких родовищ сапфіру на півдні острова [6, 8].

Габро має характерну для даного виду порід структуру і склад: лабрадор – бітовніт, клінопіроксен, олівін і додатково вміщує гранат, корунд – рубін. Скупчення клінопіроксену в зростках з олівіном, а також скупчення кристалів гранату зформували гломерокристалічну текстуру. Вкрапленики корунду часто резорбційні. Кристали граната вкриті амфіболовим фібролітом, що формує венцові і петельчасті структури. Олівін і піроксен місцями заміщені тонко кристалічним агрегатом тальку і серпентину.

Троктоліти представлені двома різновидами – гранатовим і корундовим. Ці два складені олівіном (50-60 %) і лабрадор-бітовнітом (до 40 %), які сформували структуру габрового типу з майже рівним ступенем ідіоморфізма породоутворювальних мінералів. Місцями трапляється переваження плагіоклаза за ступінню ідіоморфізму. Породи вміщують акцесорний магнетит. В одному різновиді породи гранат (до 10 %) створив вкраплення 0,5-3,0 мм, які вкриті реакційними оболонками амфіболового фіброліту. В іншому різновиді гранат відсутній, але наявний корунд (до 20 %) у вигляді поодиноких вкраплень (0,5-2 мм) і гломерокристалічних зростків (до 10 мм), нерівномірний розподіл яких створив окремі субпаралельно орієнтовані шлейфи. В олівіні і корунді містяться дрібні (0,05-0,1 мм) включення шпінелі. Зростки корунду з олівіном субграфічні, симп-

лектитового типу. Поряд з ідіоморфними індивідами спостережені резорбційні монокристали темно-зеленого корунду. Деякі з них вкриті оболонкою епітаксально нарощених пластинчатих кристалів синього корунду. Метаморфізовані габро, троктоліти, перидоти відомі у складі серії Царатанана, а також серії Вухібурі, в південній частині Мадагаскару.

Перидотит характеризується системою тріщинуватості, що надає породі вид сланцю. По системі тріщин розвинуті вторинні серпентин, хлорит і карбонат. Матриця породи сформована кристалами (0,5-2 мм) олівину і енстатиту. В ній містяться поодинокі вкраплення гіперстену і темно-зеленої шпінелі, яка по межах з енстатитом оточена дрібними кристалами фаяліту. В олівині трапляються включення ільменіту.

Гранатовий піроксеніт – щільний, текстурно однорідний, рівномірно кристалічний (2-3 мм), складений, в приблизно рівних співвідношеннях, клінопіроксеном і альмандин-піропом; також містить в майже акцесорній

кількості бітовніт і рубін. В останньому трапляються мікрровключення флогопіту, піроксену, ільменіту, гранату, шпінелі.

Породи розглянутих ксенолітів метаморфізовані разом з вміщуючими вулканітами. Асоціації вторинних мінералів – хлорит, антигорит, тальк, ідінгсит, серицит, скаполіт, карбонати – відповідають зеленокам'яному метаморфізму.

Повністю паралелізувати ультрамафіти і мафіти ксенолітів з породами, відомими на сучасному ерозійному зрізі Мадагаскару, не вдається і можна припустити їх походження з нижніх частин кори. Подібно до надглибокої свердловини, вулканіти принесли інформацію про склад всіх структурних поверхів кори. Дослідники Суміакатра припускали можливу приналежність деяких ксеногенних ультрамафітів до складових мантиї [6]. Але співставлення наявних матеріалів по мафітових і ультрамафітових ксенолітах з середнім складом хондритів не підтверджує присутність мантийних порід (табл. 2).

Таблиця 2

Співвідношення хондрит/порода по елементах складу мафітових і ультрамафітових ксенолітів

Породи	Fe	Ca	Ni	Cr	K	Ti	Mn	V	Cu	Zn	Zr	Sr
Габро	3,86	0,18	28,8	3,16	0,43	0,90	0,87	0,36	1,14	0,83	-	0,03
Троктоліт	7,53	0,15	-	7,60	0,65	0,90	2,42	0,15	-	-	-	0,02
Піроксеніт	1,56	0,23	32,5	3,8	0,43	0,52	0,50	0,32	-	0,50	0,30	0,10
Метабазитовий кристалосланець	26,97	1,17	162,50	13,57	0,01	0,52	2,00	0,14	-	-	-	0,01
Перидотит	1,02	0,29	92,8	12,66	0,04	0,10	0,47	0,22	0,57	0,22	0,25	0,09

Перенесений вулканічною лавою і перевідкладений в вулканітах рубін міститься в мафітових і ультрамафітових ксенолітах і найчастіше трапляється в зростках з плагіоклазом. Взаємовідносини корундів з породоутворювальними мінералами, що охарактеризовані вище, вказують на три фази формування корундів, у тому числі рубіну: докристалізаційну, кристалізаційну і посткристалізаційну. Кристали першої фази резорбційні, часто несуть реакційні оболонки; другої фази – нерідко сформували симплектикові зростки з іншими мінералами; третя фаза привела до нарощу-

вання на попередніх кристалах новостворених корундів. Рубінвмісні породи ксенолітів полігенні, імовірно різновікові. На полігенність рубінів вказує розбіжність показників хімічного складу (табл. 3 і за даними [6]), а також широкий діапазон значень $\delta^{18}\text{O}=1,25-4,7$, що перекривають показники, характерні для магматичних і метаморфічних типів [1]. За мінеральними асоціаціями приблизно оцінені термодинамічні умови формування рубінів: $T \sim 110^\circ\text{C}$; $P \sim 20$ кбар [6]. Первинні родовища рубіну Саміакатра напевне залягають в нижніх горизонтах кори.

Таблиця 3

Хімічний склад рубінів (ваг. %), за даними [4]

Компоненти	Вміст (ваг. %)											
Al ₂ O ₃	98,27	99,61	97,55	97,73	96,64	98,16	97,70	97,80	97,18	97,85	97,66	97,39
TiO ₂	0,09	0,01	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04	0,05	0,03	0,01	н.р.ч.	н.р.ч.
V ₂ O ₃	0,01	0,01	н.р.ч.	н.р.ч.	0,04	0,06	0,06	н.р.ч.	0,09	н.р.ч.	н.р.ч.	н.р.ч.
Cr ₂ O ₃	0,38	0,04	0,63	0,73	0,99	0,86	0,93	0,80	0,83	0,22	0,33	0,56
FeO	0,56	0,33	0,50	0,52	0,51	0,52	0,53	0,53	0,51	0,26	0,20	0,27
Ga ₂ O ₃	н.р.ч.	0,01	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	н.р.ч.
Сума	99,32	99,99	98,72	99,03	98,22	100,48	99,27	99,19	98,64	98,35	98,20	98,22

Примітка: н.р.ч. – нижче рівня чутливості аналізу

На сучасному ерозійному зрізі Мадагаскару первинні родовища коштовних корундів, майже винятково сапфірів, розміщені в породах сіалічної кори – переважно протерозойських гнейсах, чарнокітах, гранітах, сієнітах, пегматитах, пара сланцях і, менше, в метабазитових кристалосланцях, слюдитах, скарнах, кордієрититах, мармурах [6, 8]. Багато з цих порід є корундовмістними. Знахідки рубіну рідкісні і пов'язані з мафітовими і ультрамафітовими породами серії Вухібурі, також з кордієритами в чарнокітах серії Андруї.

Геологічний вік коштовних корундів оцінюють в межах 487-565 млн р; їх походження вважають метасоматичним, в умовах гранулітової фації [6]. Принциповою рисою процесу є винос кремнію і лугів при підвищеній хімічній активності лужних земель – Mg, Ca, Fe – у діючих розчинах. Алюміній, як амфотер, в цих умовах проявляв тенденцію накопичення в залишку. В цілому ви-

никли сприятливі обставини для утворення корунду і таких супутніх мінералів як біотит, флогопіт, гранат, лабрадор – бітовніт, кордієрит, сапфірин, шпінель. До створення коштовних сапфірів і рубінів, можливо, призвели супроводжуючі явища перекристалізації корунду, що сприяло очищенню кристалів від дефектів.

Винос кремнію при формуванні родовищ корунду мав призвести до відкладення елементу і утворення окварцювання, виникнення кварцитів на віддаленні від зон десилифікації, вздовж тектонічних розривів. Отже, прояви окварцювання тектонічних розривних зон на сучасному ерозійному зрізі є можливими ознаками залягання на глибині десилифікованих метасоматитів з імовірним вмістом корунду.

Численні первинні родовища сапфірів і рубіну розміщені в протерозойських і архейських тектонічних блоках Мадагаскару, складених різноманітними породами.

Загальною петрохімічною рисою багатьох з них є підвищене співвідношення Al/Si, що мінералогічно проявлено через розповсюдження в складі порід слюд, польових шпатів, силіманіту, кордієриту, гранатів, а в мафічних і ультрамафічних видах – шпінелі, алюмовмісних амфіболів і піроксенів. Складається враження, що кристалічний фундамент острова відповідає специфічній геохімічній провінції, яка характерна підвищеним фоновим вмістом алюмінію. Матеріали з ксенолітів Суміакатра свідчать про імовірну сталість геохімічної характеристики до нижніх рівнів кори і відповідне розповсюдження коштовних корундів. З глибиною і зміною салічного характеру кори на мафічний очікується переважання рубіну відносно сапфірів.

Геохімічні риси порід і родовищ корундів сформувались задовго до розпаду Гондвани і, внаслідок тектонічних процесів, південно-західна частина геохімічної сапфіро- і рубіноносною провінції залишилась в складі Африканського континенту (Мозамбик); центральна частина – о. Мадагаскар – відійшла на сучасну позицію, а північно – східна частина змістилася ще далі, до сучасного положення південної Індії (Керала, Карум-Кенгаям) та Шри Ланки.

Висновки. В центральній частині Мадагаскару наявні толейтові базальти, які подібні до пізньокрейдових вулканітів. Нижні рівні кори регіону вміщують корундо- і рубіноно-

сні троктоліти, олівініти, піроксеніти і перидотити. Мінералізація коштовних корундів розповсюджена по вертикалі від поверхні до нижніх частин кори. Розповсюдження первинних сапфірів пов'язано переважно з сіалітовими, а рубіну – з мафітовими і ультрамафітовими породами.

1. Жданов В.В. Геологическое строение Мадагаскарского кристаллического массива // Изв.АН СССР, сер. геол. – 1986. – № 6. – С. 60-70.
2. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. – М., 1987.
3. Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. – М., 1988.
4. Collins A.S., Windley B.F. The tectonic evolution of central and northern Madagascar and the place in the final assembly of Gondwana // Journal of Geology. – 2002. – V. 110. – P. 325-339.
5. Dostal J., Dupuy C., Nicollet C., Cantagrel G.M. Geochemistry and petrogenesis of Upper Cretaceous basaltic rocks from southern Malagasy // Chemical Geology. – 1992. – V. 97. – P. 199-218.
6. Giuliani G., Fallick A., Rakotondrazafy M. et al. Gem corundum deposits of Madagascar: A review // Ore geology reviews. – 2008. – V. 34. – P. 134-154.
7. Giuliani G., Fallick A., Rakotondrazafy M. et al. Oxygen isotope systematics of gem corundum deposits in Madagascar: relevance for their geological origin // Miner Deposite. – 2007. – V. 42. – P. 251-270.
8. Giuliani G., Fallick A., Rakotondrazafy A.F.M. et al. Les gisements de corindons gemmes de Madagascar // Revue de Gemmologie. – 2007. – № 159. – P. 14-18.
9. Mahoney G., Nicollet C., Dupuy C. Madagascar basalts: tracking oceanic and continental sources // Earth and Planetary Science Letters. – 1991. – V. 104. – P. 350-363.
10. Niccollet Ch. Le volcanisme dans le Sud-Ouest de Madagascar // Journal de African Earth Sciences. – 1984. – № 3-4. – P. 383-388.
11. Torsvik T.H., Tucker R.D., Ashwal L.D. et al. Late Cretaceous magmatism in Madagascar: paleomagnetic evidence for a stationary Marion hotspot // Earth and Planetary Science Letters. – 1998. – V. 134. – P. 221-232.

Надійшла до редколегії 14.07.12