

УДК 553(477.8)

МУСКОВІТОВІ СЛЮДИ В ГЕОЛОГІЧНИХ УТВОРЕННЯХ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

О. Матковський

*Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Висвітлено поширеність, форми прояву, морфологію, хімічний склад, структурні та фізичні особливості, генезис мусковітових слюд з метаморфічних, метасоматичних, магматичних та осадових порід Українських Карпат. Зафіксовано деякі відмінності в хімічному складі та властивостях мусковіту з різнофаціальних і різновікових метаморфічних комплексів.

Ключові слова: мусковітові слюди, листуватий мусковіт, серицит, фенгіт, фуксит, Українські Карпати.

В Українських Карпатах серед мусковітових слюд найбільше поширені листуватий мусковіт і дрібнолускуватий його різновид серицит, зрідка трапляються фенгіт і Сг-мусковіт (фуксит). Вони є головними породоутворювальними мінералами метаморфічних і метасоматичних порід, майже постійно наявні в осадових породах, однак рідкісні в складі магматичних утворень.

У метаморфічних породах Мармароського масиву мусковіт наявний у метаморфічних сланцях і гнейсах кристалічного фундаменту та в метаморфізованих осадових породах чохла. В цих утвореннях мінерал досить детально вивчений [6–9, 16–20, 25]. У кристалічному фундаменті він є переважним породоутворювальним мінералом двослюдяних (30–50 %), крупнозернистих вузлуватих ставроліт-гранат-двослюдяних (20–40 %), серицитових і серицит-хлоритових, мусковіт-хлоритових і кварц-мусковітових (20–70 %), мусковіт-польовошпатових (50–60 %) та інших сланців. У карбонатно-слюдистих сланцях, крім власне мусковіту, вміст якого становить 10–15 %, зафіксовано фуксит, який чітко виділяється за яскраво-зеленим забарвленням [9]. Фуксит виявлено також у метасоматитах типу лиственітів-березитів на золоторудному родовищі Сауляк [26]. На жаль, ніяких діагностичних даних про мінерал не наведено, зазначено тільки про підвищений вміст у самих лиственітах хрому. В цих же метасоматитах є серицит, вміст якого становить 10–15 %. Мусковіт постійно трапляється в порфіроїдах, туфоїдах і туфітоїдах, пара- і ортогнейсах, двослюдяних плагіогранітах (10–18 %).

Мусковітові слюди є характерними породоутворювальними мінералами метаморфізованих осадових порід чохла – карбонатно-серицитових, мусковіт-хлоритових, серицит-хлоритових сланців. Зокрема, у тріасових уламкових породах його вміст становить від одиничних зерен до 10–15 %, а в юрських зрідка перевищує 7–8 %. У конгломерато-брекчіях мінерал зафіксовано в кількості від 5 до 25–30 %, а в карбонатних породах – не більше 5–10 %.

У метасоматичних породах мусковіт представлений головно серицитом. Він є одним з головних мінералів березитів, що розвиваються по вивержених і осадових породах Вишківського району, поширений також у змінених породах типу вторинних кварцитів, утворених по вулканітах Вигорлат-Гутинського пасма. Тут він є головною складовою кварцово-серицитових мінеральних фацій, виявлений у кварцово-турмаліновій, кварцово-топазовій, каолініт-дьюмортъеритовій фаціях [13]. У межах Берегівського рудного поля виділені зони серицит-гідрослюдицистих метасоматитів, пов'язані з жильним і вкраплено-жильним сульфідним і золото-сульфідним зруденінням. В адуляризованих і пропілітизованих андезитах Квасівського метасоматичного поля серицит майже повністю самостійно або з карбонатом чи адуляром заміщує вкраплення плагіоклазу. Він розподілений за розрізом нерівномірно, у верхах його менше, ніж адуляру, а з глибиною його кількість зростає [26]. На ртутних родовищах Боркут і Шаян на значних глибинах виявлена досить потужна зона серицитизації, яка є проміжною між зонами каолінітизації і слабо змінених порід. Проте основний розвиток серициту в метасоматитах пов'язаний з метасоматичними колонками березитизації або лиственітів-березитів, які супроводжують поліметалеве зруденіння [28]. Зокрема, у межах Вишківського рудного поля досить потужні зони серициту зафіксовані на рудопрояві Баня (вміст мінералу – 25–30, 35–40, 40–60 і навіть 80 %), на родовищі Грендеш (до 30–35), на рудопроявах Малий Ракош (30–35, 40–45) та Загадочний (до 45–50 %).

Зрідка відшуковують мусковіт у молодих вулканітах Закарпаття [23]. Тут він представлений серицитом, який розвивається по плагіоклазу. Зокрема, досить інтенсивна серицитизація плагіоклазу виявлена в андезитах Берегівського горбогір'я. Вона охоплює переважно центральні частини плагіоклазу, інколи весь кристал серицитизований. Найінтенсивніше виявлена серицитизація в двопріоксенових андезитах. Серед молодих утворень поодинокі зерна мусковіту зареєстровані в складі кварц-амфібол-польовошпатових роговиків, що розвиваються на контакт з гіпабісальними інтрузіями Вишківського району Закарпаття [21].

Мусковіт є в складі майже всіх осадових порід, досягаючи в деяких із них значних кількостей. Зокрема, у породах Передкарпаття трапляються мусковіт і серицит, вміст яких у легких фракціях коливається від 1 до 10–20 %. Найбільші вмісти їх знайдені в поляницьких і нижньоворотищенських відкладах головно в складі аргілітів [5, 10, 14, 24]. Листочки цього мінералу нерідко можна спостерігати на поверхні нашарування глинистих порід, серед кварцових піщинок у слюдицистих пісковицях, у мергелях. Здебільшого вони мають розміри 0,05–0,10 мм у довжину, а в алевролітах і пісковицях – до 1 мм. У глинах досить поширений серицит у вигляді дрібних лусочок завтовшки до 0,01 мм. Мусковіт разом з біотитом і гідробіотитом у незначній кількості трапляється серед порід флішу всіх структурно-фаціальних зон крейди і палеогену [1, 2].

У породах кристалічного фундаменту зафіксовано обидва різновиди слюди, проте, зазвичай, в одних переважає мусковіт, в інших – серицит. Мусковіт має розміри до 2–5 мм у довжину, рівномірно розподілений у породі або відособлений в окремі прошарки-лінзочки, утворює суцільні пачки або облямовує кварцові, кварц-польовошпатові і кварц-гранатові виділення, формує гнізда в кварц-польовошпатових жилах. Нерідко він представлений порфіробластами або снопоподібними скупченнями, які можуть розміщуватися навхрест простяганню або перпендикулярно до сланцюватості. Порфіробласти і великі луски бувають дефор-

мовані, зігнуті або зібрані в мікроскладочки (рис. 1), подекуди роздроблені. Серицит утворює витягнуті за сланцюватістю скупчення дрібних лусочок або рівномірно розподілений у породі згідно зі сланцюватістю. Для мусковіту характерні пойкилітові вrostки кварцу, плагіоклазу, гранату, титаніту, фіксують включення піриту й інших рудних мінералів. У карбонатно-слюдистих сланцях фуксит трапляється у вигляді невеликих (потужністю до 1 см) лінзочок, прошарків, які завжди залягають згідно зі сланцюватістю породи. Нерідко спостерігають зім'ятість і брекчіювання мінералу.



Рис. 1. Зігнуті й зім'яті в мікросклади пластини мусковіту з метаморфічних сланців Чивчинських гір. Ніколі \parallel , $\times 30$.

У метаморфізованих осадових породах чохла мусковіт представлений лусками розміром 0,5–5,0 мм у довжину, які субпаралельно орієнтовані й рівномірно розподілені в породі. Нерідко він наявний у складі дрібних лусок зі сплутано-волокнистою будовою і в таких випадках облямовує зерна кварцу, плагіоклазу. Часто луски мусковіту переповнені точковими включеннями бурих оксидів заліза і лейкоксену, які розміщені по дрібних тріщинах спайності. Він також спостережений у паралельному зростанні з хлоритом. У зрізах шліфів перпендикулярно до спайності мусковіту простежене тонке перешарування шарів мусковіту і хлориту, тобто видно, що вrostки хлориту розміщені по спайності мусковіту і вона стає спільною для обох мінералів.

У метасоматитах переважає серицит, представлений окремими лусками в окварцьованих породах або невеликими гніздами. Поряд з дрібнолускуватими суцільними масами трапляються розеткоподібні агрегати серициту, найбільші (до 2–3 мм) з яких спостерігали по тріщинах у майже мономінеральних щільних каолінітових породах в околицях санаторію Синяк. Окремі луски мінералу в таких агрегатах досягають 1–2 мм. У метасоматично змінених магматичних породах Закарпаття фіксували псевдоморфізм серицитових і серицит-каолінітових агрегатів по плагіоклазу. В осадових породах листочки і луски мусковіту мають неправильну або видовжену форму, нерідко вигнуті й деформовані. Краї деяких листочків порвані або розщеплені на окремі дрібні лусочки, голки тощо. Іноді в пластинках мусковіту

помітні неорієнтовані тріщинки, які можуть мати гілкоподібне розгалуження. Вони часто містять включення непрозорого рудного мінералу.

Хімічно досить детально досліджений тільки мусковіт метаморфічних і метаморфізованих порід Мармароського масиву. Відомо понад 100 хімічних аналізів цього мінералу з різних за мінеральними парагенезисами метаморфічних порід, з них 90 аналізів рахівських мусковітів з розрахунками кристалохімічних формул наведені в останній монографічній праці Ю. Даниловича [9]. На жаль, ці аналізи важко інтерпретувати, оскільки нема їхньої конкретної прив'язки до різновікових комплексів і фацій метаморфізму. Дані цих аналізів, згруповані нами за близькістю складу вмісних порід, наведені в табл. 1.

Під час аналізування кристалохімічних формул мінералу Ю. Данилович зазначив, що для рахівських мусковітів з високотемпературним парагенезисом метаморфічних порід фундаменту не характерний високий вміст магнію і заліза в октаедричній позиції, водночас спостережено підвищений їх вміст у низькотемпературних сланцях діловецької світи. Певний надлишок кремнію в тетраедричній позиції пов'язаний з механічними домішками кварцу. Мусковіти з мезозойських утворень мають нормальний вміст магнію й заліза в октаедричних шарах, хоч також дещо занижений порівняно з мусковітами кристалічних сланців. Їм властиві дещо менші кількості і вузький діапазон коливань Na_2O (1,30–1,40 %), вміст якого в мусковіті з кристалічних сланців коливається від 1,28 до 1,82 %.

Мусковіти з метаморфічних і метаморфізованих порід досить добре відрізняються за складом на трикутних діаграмах мусковіт–парагоніт–фенгіт і K-Na-OH (рис. 2). На першій діаграмі вони утворюють два поля: в одному розміщені точки мусковітів з домезозойських кристалічних сланців, у другому – з тріас-юрських метаморфізованих порід.

Таблиця 1

Хімічний склад, густина і показник заломлення мусковіту з метаморфічних порід кристалічного фундаменту і метаморфізованих порід чохла (Рахівський масив), за [9]

Компоненти	1	2	3	4	5
SiO_2	44,19–48,32	44,87–47,32	44,40–51,39	44,80–49,60	45,18–48,20
TiO_2	0,15–1,26	0,14–0,84	0,28–1,85	0,30–1,66	0,60–1,26
Al_2O_3	33,37–37,25	28,96–36,07	28,36–35,27	28,30–36,52	27,92–37,56
Fe_2O_3	0,24–1,19	Сліди–1,64	0,10–1,00	0,08–2,19	0,06–3,78
FeO	0,42–1,36	1,06–4,13	0,71–2,58	0,42–3,59	1,14–6,04
MnO	0,002–0,02	0,00–0,08	0,00–0,03	0,00–0,08	0,00–0,08
MgO	0,59–2,35	0,18–3,32	1,26–2,70	0,99–3,42	0,99–3,80
CaO	0,05–0,56	0,22–0,90	0,07–2,52	0,20–0,68	0,11–1,40
Na_2O	0,86–2,23	0,50–2,00	0,30–1,44	0,32–1,80	0,30–2,04
K_2O	6,80–9,60	8,00–10,20	8,00–9,40	8,10–10,30	6,67–9,68
H_2O^-	0,00–0,20	0,00–0,26	0,00–0,08	0,00–0,30	0,00–0,30
H_2O^+	4,30–5,51	4,14–5,14	4,54–5,45	2,88–5,96	4,29–9,68
F	0,00–0,25	0,04–0,57	0,00–0,28	0,00–0,33	0,00–0,10
Сума	99,60–100,49	99,73–100,65	99,64–100,36	99,56–100,45	99,68–100,42
ρ , г/см ³	2,733–2,926	2,733–2,959	–	2,698–2,904	2,926
n_g (n_m)	1,595–1,600	1,594–1,596	1,595–1,600	1,595–1,600	1,593–1,598
К. ан.	30	10	11	16	10

Закінчення табл. 1

Компоненти	6	7	8	9	10
SiO ₂	45,26–48,34	45,00–45,80	50,72	48,25	45,48
TiO ₂	0,35–0,89	0,40–0,99	1,61	0,52	0,40
Al ₂ O ₃	31,95–34,46	35,02–36,71	26,34	30,91	36,78
Fe ₂ O ₃	0,15–2,00	0,10–0,88	1,82	0,40	0,28
FeO	1,22–1,72	0,86–1,88	1,72	1,29	0,72
MnO	0,00–0,01	–	0,03	–	0,02
MgO	1,28–2,52	0,72–1,40	2,45	3,27	1,12
CaO	0,35–0,70	0,70–1,70	0,29	0,28	0,22
Na ₂ O	0,66–0,96	1,10–1,40	0,96	0,50	2,30
K ₂ O	7,20–9,66	8,90–9,44	8,76	9,50	7,28
H ₂ O ⁻	0,02–0,16	0,14–0,32	0,20	0,10	0,24
H ₂ O ⁺	4,47–4,95	4,11–4,45	4,49	4,73	5,32
F	0,00–0,11	0,00–0,08	0,21	0,14	0,06
Сума	99,60–99,97	100,38–100,48	99,62	99,89	100,22
ρ, г/см ³	2,730–2,764	2,784	–	–	–
n _g (n _m)	1,598–1,600	1,595	1,600	1,597	1,598
К. ан.	6	4	1	1	1

Примітка: 1 – вузлуваті, слюдисті, двослюдисті, гранат-двослюдисті, ставроліт-гранат-двослюдисті крупнозернисті сланці; 2 – слюдисті та двослюдисті сланці; 3 – слюдисто-хлоритові сланці; 4 – мусковітові, серицитові і кварц-мусковітові сланці; 5 – мусковіт-хлоритові та хлорит-мусковітові сланці; 6 – біотит-хлоритові, біотитові та хлоритові сланці; 7 – метаморфізовані вапняки; 8 – кварц-плагіоклаз-серицитовий сланець; 9 – кварц-карбонат-мусковітовий сланець; 10 – тальковий сланець; к. ан. – кількість аналізів.

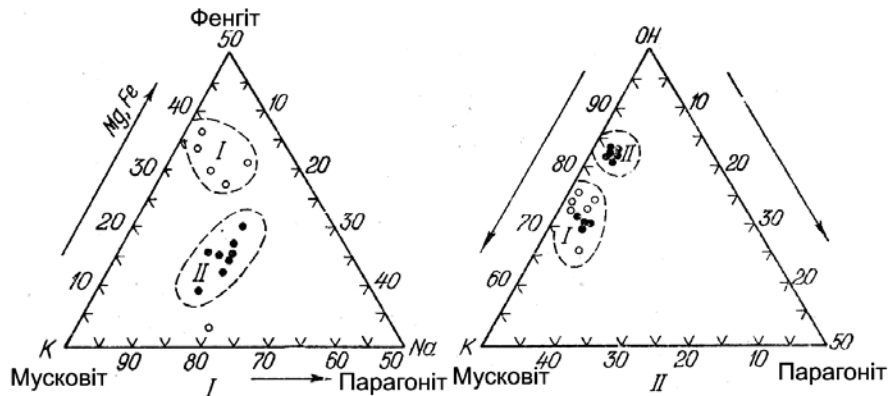


Рис. 2. Діаграма співвідношення складу мусковітів з домезозойських кристалічних (I – мусковіт–фенгіт–парагоніт, світлі крапки) і триас-юрських метаморфічних сланців (II – мусковіт–парагоніт–ОН, темні крапки), за [7].

Розміщення полів засвідчує, що мусковіти з мезозойських порід (поле II) збагачені парагонітовим компонентом, що характерно для низькотемпературних утворень і узгоджується з геологічною обстановкою. Мусковіти з кристалічних сланців (поле I) більше збагачені фенгітовим компонентом. На другій діаграмі різновікові мусковіти теж утворюють два поля: чітко видно, що більш низькотемпературні мусковіти з мезозойських порід (винятком є мусковіт з метаморфізованих вапняків) містять більше води.

У праці [18] виконано порівняння особливостей складу мусковітів з різнофаціальних комплексів кристалічного фундаменту за наявними на той час оригінальними й опублікованими хімічними аналізами. Їхні кристалохімічні формули наведені в табл. 2. Як бачимо, мусковіти з кристалічних порід, особливо діловецького комплексу, відрізняються дещо підвищеним вмістом Mg і Fe в октаедричних шарах, а також надлишком SiO₂ в тетраедричному шарі, що характерно для фенгітів [16, 17] і пояснено ізоморфним входженням у мусковіт “селадонітового” й “біотитового” компонентів [29, 30]. Зафіксовано різне співвідношення домішок Mg, Fe²⁺, Fe³⁺ у слюдах зі сланців різних фацій. Точки мармароських мусковітів на діаграмі, що відображає співвідношення цих компонентів, розподілені нерівномірно, проте більшість з них лягає в полі фації зелених сланців, яке, можливо, треба розширити в бік магнію (рис. 3).

Для цих же мусковітів розраховано деякі додаткові хімічні коефіцієнти, які наведені в табл. 3. Їхні значення виявилися дещо відмінними для мусковітів з різнофаціальних комплексів, що відображено на відповідних діаграмах (рис. 4, 5). Зокрема, на діаграмі *a_S-al* досить чітко відособлені мусковіти діловецького комплексу, які мають підвищений вміст ферифенгітового компонента і розміщені головню в полі метапелітів хлоритової, біотитової і нижній частині гранатової зон (див. рис. 4). Мусковіти з порід білопотоцького комплексу дають значний розкид точок, проте більшість з них розміщена в полі метапелітів верхньої гранатової і ставролітової зон.

На діаграмі ASF (див. рис. 5) видно, що мусковіти діловецького комплексу, на відміну від слюд білопотоцького комплексу, мають більший вміст фенгітової складової і меншу кількість тривалентних компонентів (компонент А). На діаграмі досить чітко з невеликим перекриттям виділені два поля: поле I, яке об'єднує слюди діловецького комплексу, що за парагенезисом відповідають зоні хлориту й біотиту, і поле II, яке охоплює мусковіти білопотоцького комплексу, що за парагенезисом відповідають гранатовій зоні.

Таблиця 2

Кристалохімічні формули мусковіту (кількість іонів з розрахунку на 12 (O, OH)) з метаморфічних порід різновікових комплексів кристалічного фундаменту Мармароського масиву

Компоненти	Слюдисті і гранат-слюдисті сланці білопотоцького комплексу								Серицит(мусковіт)-хлоритові й інші сланці діловецького комплексу		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
K	0,79	0,84	0,77	0,68	0,58	0,81	0,71	0,73	0,71	0,88	0,73
Na	0,17	0,07	0,13	0,19	0,19	0,16	0,26	0,12	0,16	0,02	0,08
H ₃ O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,04	0,05
Ca	0,04	0,02	0,04	0,03	0,04	0,03	0,10	0,10	0,06	0,06	0,04
Mg	0,18	0,05	0,12	0,21	0,20	0,30	0,24	0,36	0,33	0,02	0,36
Fe ²⁺	0,09	0,04	0,08	0,09	0,17	0,14	0,16	0,12	0,23	0,12	0,22
Fe ³⁺	0,04	0,08	0,09	0,09	0,07	0,13	0,22	0,38	0,08	–	0,07
Mn	–	–	–	–	–	–	0,01	0,03	–	–	–
Al _{VI}	1,70	1,87	1,70	1,64	1,72	1,44	1,38	1,22	1,47	1,79	1,49
Ti	0,04	0,01	0,03	0,03	0,04	–	0,03	0,04	0,01	0,06	–
Si	3,02	3,03	3,10	3,10	2,87	3,05	3,25	2,95	3,15	2,95	3,04

Al _{IV}	0,98	0,97	0,90	0,90	1,13	0,95	0,74	1,05	0,85	1,05	0,96
------------------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Закінчення табл. 2

Компо- ненти	Діловецький комплекс									
	Серицит(мусковіт)-хлоритові й інші сланці						Освітлені серицит-квар- цові сланці		Гранітогней- си	
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
K	0,94	0,67	0,67	0,76	0,58	0,90	0,68	0,60	0,83	0,85
Na	0,05	0,21	0,16	0,12	0,07	0,06	0,09	0,10	0,05	0,08
H ₃ O	–	–	–	–	–	–	0,08	0,11	–	–
Ca	0,01	0,05	0,04	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04
Mg	0,48	0,15	0,23	0,31	0,39	0,39	0,48	0,44	0,28	0,26
Fe ²⁺	0,08	0,11	0,18	0,09	0,29	0,03	0,14	0,28	0,11	0,15
Fe ³⁺	0,13	0,07	0,08	0,38	0,09	0,17	0,05	0,03	0,18	0,19
Mn	–	–	–	0,02	–	0,01	–	–	–	–
Al _{VI}	1,37	1,70	1,58	1,45	1,25	1,40	1,45	1,43	1,43	1,40
Ti	–	0,02	0,03	0,03	0,05	–	–	–	–	–
Si	3,25	3,13	3,15	3,06	3,19	3,15	3,03	3,10	3,08	3,25
Al _{IV}	0,75	0,87	0,85	0,94	0,81	0,85	0,97	0,90	0,92	0,75

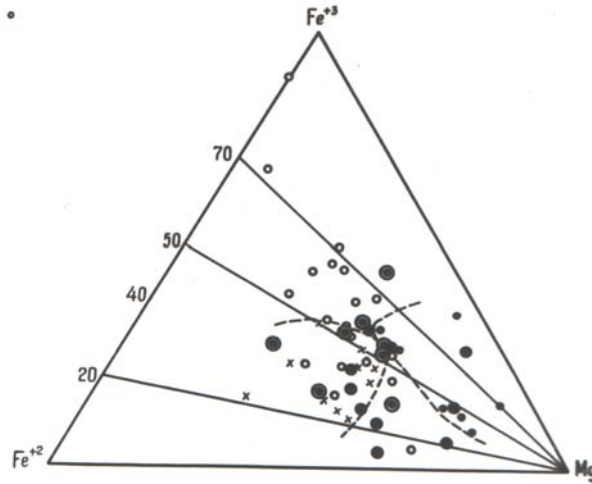


Рис. 3. Положення мусковітів білопотоцького (великі темні кружечки) і діловецького (малі й порожні кружечки) комплексів на діаграмі Fe²⁺-Fe³⁺-Mg, за [29]; хрестики – фенгіти з фації зелених сланців; дрібні чорні кружечки – фенгіти з епідот-амфіболітової фації (андалузит-мусковітових сланців).

Виділені поля тільки частково перекривають поля серицитів-мусковітів з різних зон метаморфізму кіанітового типу і зміщені в бік компонентів А і F. Отже, досліджувані мусковіти відрізняються від мусковітів метаморфічних порід кіанітового типу зниженим вмістом Si, підвищеним вмістом як Al загалом, так і Al_{IV}, а також суми R³⁺ = Fe²⁺+Mn+Mg (коефіцієнт F). Така особливість мусковітів зафіксована для метаморфічних порід андалузитового типу метаморфізму. Для них характерно також збільшення глиноземистості та загальної залізистості. Для багатьох мускові-

тів, особливо серициту, характерна нестача К. Передбачуване заміщення його оксонієм $[\text{H}_3\text{O}]^+ \rightarrow \text{K}^+$ і великим катіоном Ca^{2+} не завжди компенсує цю нестачу.

Таблиця 3

Додаткові хімічні коефіцієнти мусковітів,
кристалохімічні формули яких наведені в табл. 2

Номер за порядком	<i>a</i>	S	A	F	<i>a</i> _{SI}	<i>a</i> _{AlVI}	<i>a</i> _K
Білопотоцький комплекс							
1	84,8	50,2	45,3	4,5	24	17	18
2	93,1	50,2	47,7	2,1	23	9	7
3	88,6	51,7	44,9	3,4	22	15	16
4	84,0	51,4	43,6	5,0	22	20	21
5	89,5	46,6	47,4	6,0	28	22	25
6	78,1	50,7	42,0	7,3	24	28	16
7	78,0	54,0	39,1	6,9	19	32	26
8	74,4	48,5	43,6	7,9	26	43	14
Діловецький комплекс							
9	73,1	51,5	39,3	9,2	21	30	19
10	89,9	49,7	47,9	2,4	26	10	2
11	73,0	49,5	41,1	9,4	24	30	10
12	72,8	53,6	37,1	9,3	19	33	5
13	86,3	51,9	43,7	4,3	22	17	24
14	78,1	51,9	41,3	6,8	21	25	19
15	80,3	49,1	44,5	6,4	23	39	14
16	64,7	53,0	35,7	11,3	20	39	10
17	78,5	52,5	40,3	7,2	21	30	5
18	70,8	49,5	40,4	10,1	24	32	11
19	67,0	50,2	38,2	11,6	22	34	13
20	80,5	51,3	42,2	6,5	23	34	6
21	79,5	51,2	39,0	6,8	19	30	8

Примітки.

$$a = \frac{\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Al} + \text{Ti}} \cdot 100\%; \quad a_{\text{SI}} = \frac{\text{Al}_{\text{IV}}}{\text{Al}_{\text{IV}} + \text{Si}} \cdot 100\%; \quad a_{\text{K}} = \frac{\text{Na}}{\text{K}} \cdot 100\%; \quad \text{S} = \text{Si};$$

$$a_{\text{AlVI}} = \frac{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti} + \text{Al}_{\text{VI}}} \cdot 100\%; \quad \text{A} = \text{Al} + \text{Fe}^{3+}; \quad \text{F} = \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg}, \text{ ат. } \%;$$

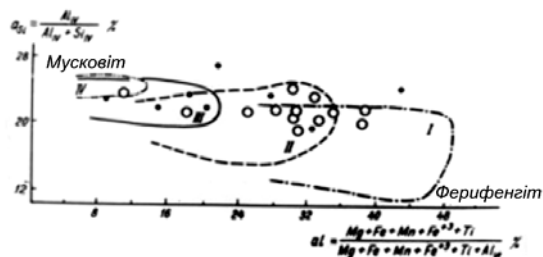


Рис. 4. Положення мусковітів білопотоцького (малі темні кружечки) і діловецького (великі порожні кружечки) на діаграмі $a_{\text{SI}}-al$, за [12]:

I – парагенезис з глауконітом, егірином і рибекітом; *II* – метapelіти хлоритової, біотито-

вої і нижньої частини гранатової зон (хлоритоїдна субфація); *III* – метapelіти верхньої частини гранатової і ставролітової зон (ставролітова фація); *IV* – метapelіти кіанітової і силіманітової зон (без ставроліту).

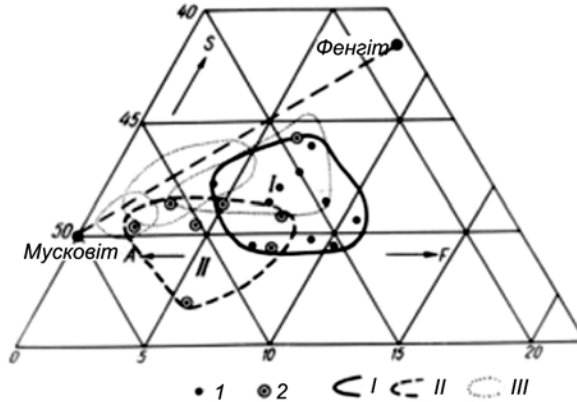


Рис. 5. Положення мусковітів з кристалічних порід на діаграмі ASF для серицит-мусковітів з метapelітів андалузит-силіманітового типу регіонального метаморфізму, за [3]:

I – мусковіти діловецького комплексу; *2* – мусковіти білопотоцького комплексу. Поля серицит-мусковітів з різних зон метаморфізму: *I* – хлориту й біотиту; *II* – гранату і ставроліту; *III* – поля для різних зон метаморфізму кіаніт-силіманітового типу

Тому припускають і можливість входження заліза на місце калію і натрію [29, 30]. Однак найімовірніше те, що нестача $K+Na$ частково пов'язана з наявністю в мусковіті домішок хлориту, який фіксують термічними й рентгенометричними аналізами. Для досліджуваних мусковітів характерний досить високий вміст натрію (від 5 до 20 % парагонітового міналу), проте вміст його не перевищує граничної кількості в мусковіті, що співіснує з парагонітом, згідно з експериментальними даними, і нижчий від вмісту натрію в фенгітах Шотландії [30].

Для 42 взірців мусковіту з метаморфічних і метаморфізованих порід двома методами (силікатним і фторометричним аналізами) визначено вміст фтору, який становить від 0,03 до 0,40 % за першим аналізом і від 0,03 до 0,26 % за другим [9]. З'ясовано, що мусковіти, які зазнали глибшої метаморфічної переробки, менше збагачені фтором (0,03–0,07 %), ніж мусковіти з порід, слабше метаморфізованих або діафторизованих (0,10–0,26 %). Така ж закономірність підтверджена вмістом фтору у водних витяжках мусковітовмісних порід. Півкількісним спектральним аналізом у проаналізованих хімічно 90 взірцях мусковіту визначено [9] такі елементи-домішки, г/г: Cu – 1–40, Pb – 1–300, Ni – 1–40, Co – 0–40, Zn – 0–100 у двох взірцях, Ti – 300–3 000, Mn – 0–400, V – 40–500, Cr – 20–200, Sn – 2–20, Zr – 10–300, Nb – 1–20, Sc – 4–300, La – 0–100, Y – 0–60, Yb – 0–8, Ba – 100–6 000, Be – 1–6, Ga – 10–400, Li – 0–100, Ag – 0–1, Mo – 0–3, Bi – 0–1, W – 0–10, Ge – 0–100.

Ю. Данилович [9] математично опрацював розподіл елементів у рахівських мусковітах. За результатами парної кореляції чітко виділені дві групи зв'язку елементів з фтором: перша – з позитивним зв'язком, у ній елементи розміщені в такій послідовності за зменшенням зв'язку: $Ti-Si-Mg-Fe^{2+}$, друга – з негативним, складена з Al і Na, найбільший негативний зв'язок має Al. Виділення цих двох груп підтверджене даними багаторазової кореляції: позитивний зв'язок з фтором (у міру

його зменшення) – Si–Ti–Fe²⁺–Fe³⁺–Mn–Mg–K, негативний – Al–Ca–Na–H₂O. Зроблена також спроба розшифрувати значення факторного навантаження елементів у досліджуваних мусковітах. Відповідно, виділено чотири фактори з двома групами елементів позитивного і негативного зв'язку (у міру зменшення впливу цього зв'язку) в кожному. З першим фактором позитивно пов'язані Ti–Fe²⁺–Mg–Si–F–Mn–K–Fe³⁺, негативно – Al–Na–Ca–H₂O; з другим фактором позитивно пов'язані Fe³⁺–K–Ti–Al і негативно – Mg–Si–H₂O–Fe²⁺–Mg–Na–Ca–F; з третім позитивно пов'язані Ca–Fe²⁺–Mn–Mg–K і негативно – Si–Ti–Na–Fe³⁺–F–H₂O–Al–Na. Найбільші внески дають для першого фактора Al–Ti–Na–Fe²⁺–Mg–Si–Mn–K, для другого і третього внесок елементів майже однаковий – Al–Fe³⁺–Ti–K–Fe²⁺. На підставі розгляду кожного фактора і зміни його значення для мусковітів з різних типів порід зроблено припущення, що перший фактор відображає процес кристалізації, другий визначає інтенсивність накладених процесів, третій і четвертий – ступінь вторинних гіпергенних змін.

Наявний один хімічний аналіз мусковіту зі слюдистого середньозернистого пісковика у флішових відкладах Сваляви, виконаний А. Шайнюк [14]. Результати його такі, мас. %: SiO₂ – 47,16, TiO₂ – 1,01, Al₂O₃ – 33,36, Fe₂O₃ – 2,29, MgO – 2,42, CaO – 0,78, Na₂O – 1,98, K₂O – 4,86, H₂O – 2,0, сума ≈ 100,31. Кристалохімічна формула: K_{0,30}Na_{0,26}Ca_{0,05}(H₃O)_{0,30}Mg_{0,23}Fe_{0,11}Al_{1,75}(OH)₂[Al_{0,83}Ti_{0,05}O₁₀]. З неї бачимо, що тут, швидше за все, маємо справу з гідромусковітом, що підтверджене підвищеним вмістом низькотемпературної води, яка чітко фіксована другим широким низькотемпературним ендотермічним ефектом на кривій нагрівання мінералу. Правда, оптичні властивості його (див. вище) відповідають мусковіту.

Рентгенометрично вивчені чивчинські мусковіти (рис. 6–8) дають дифракційну картину, типову для слюд [16–18]. Значення міжплощинної відстані для лінії 060 і сильний рефлекс 002 відповідають діоктаедричному мусковіту. Дещо завищені значення міжплощинної відстані лінії 060 для окремих зразків добре узгоджуються з високим вмістом у них магнію й заліза в октаедричних шарах і взагалі з середнім розміром октаедричних катіонів [22]. На окремих дифрактограмах, особливо серицитів, зафіксовано хлоритові рефлекси (див. рис. 7, 2–4; 8, 1–2), які засвідчують наявність у серицитовому концентраті механічних домішок хлориту. Майже повна відсутність цих рефлексів характерна для мусковіту з порід білопотоцького комплексу (див. рис. 6) і зі слюдяних пачок, які облямовують кварц-гранатове тіло (див. рис. 8, 3), що засвідчує велику чистоту мінералу.

Рентгенометричний аналіз мусковітових слюд з мезозойських порід дає звичайну, характерну для мусковіту картину [7]. Поряд з цим у майже мономінеральних фракціях іноді фіксують дві фази – мусковітову з міжплощинними відстанями 1,008, 0,50, 0,33, 0,30 нм і хлоритову з відбиттями 1,422, 0,712, 0,472, 0,356, 0,280 нм. Це засвідчує, що неможливість механічного розділення цих мінералів зумовлена надзвичайно тісним паралельним їх зростанням.

Для 17 взірців мусковіту й серициту з метаморфічних порід кристалічного фундаменту визначено параметри елементарної комірки і політипію. Параметри елементарної комірки, визначені за базальним відбиттям, виявилися досить близькими, нм: $a = 0,516\text{--}0,522$; $b = 0,898\text{--}0,906$; $c = 0,1979\text{--}0,1996$; $\beta = 94^\circ 35'\text{--}95^\circ 18'$ [17, 19]. Деякі коливання в їхніх значеннях, особливо параметра b , добре узгоджуються з особливостями хімічного складу мінералу, зокрема, з розміром октаедричних катіонів.

Для визначення політипії слюд важливого значення надають рефлексам в інтервалі 4–2–6 Å [4]. Їхні значення та інтенсивності засвідчують, що досліджувані слюди, у тім числі й серицити, належать до двошарового моноклінного політипу $2M_1$, що характерно для більшості мусковітів фації зелених сланців.

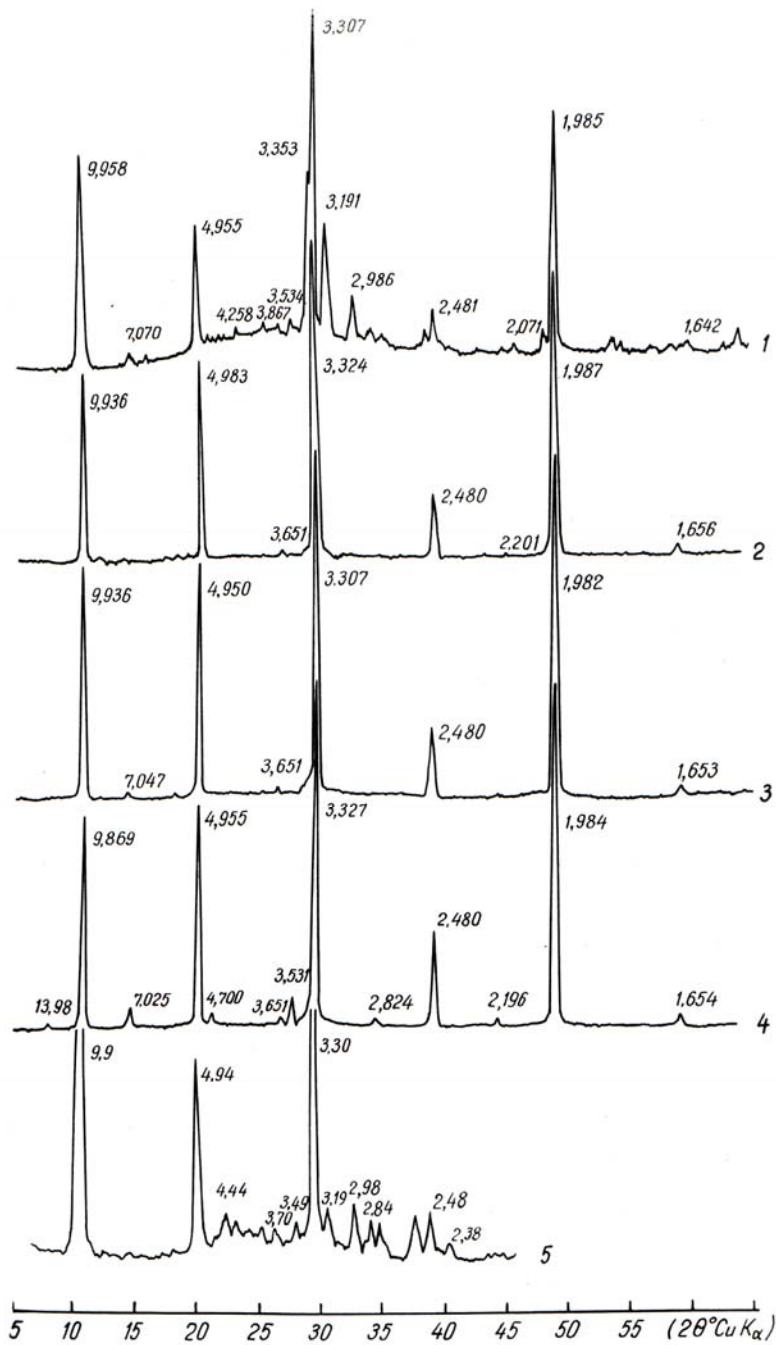


Рис. 6. Дифрактограми мусковіту з порід білопотоцького комплексу:

1 – гранатовий парагнейс; 2, 3 – гранат-слюдяні сланці; 4 – діафторований сланець; 5 – мусковітовий гнейс.

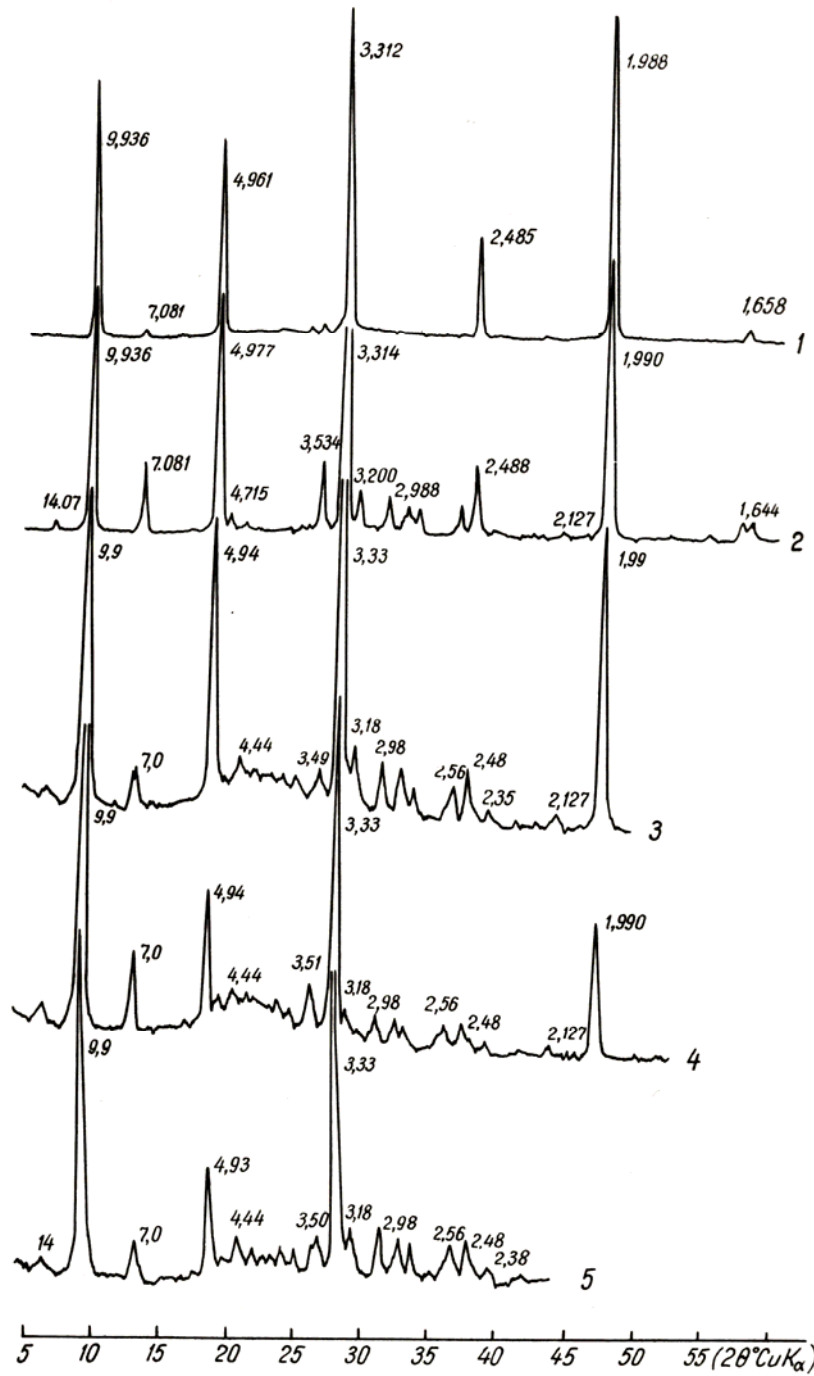


Рис. 7. Дифрактограми серициту (1–3) з серицит-хлоритових сланців та мусковіту (4–5) з мусковіт-хлоритових сланців діловецького комплексу.

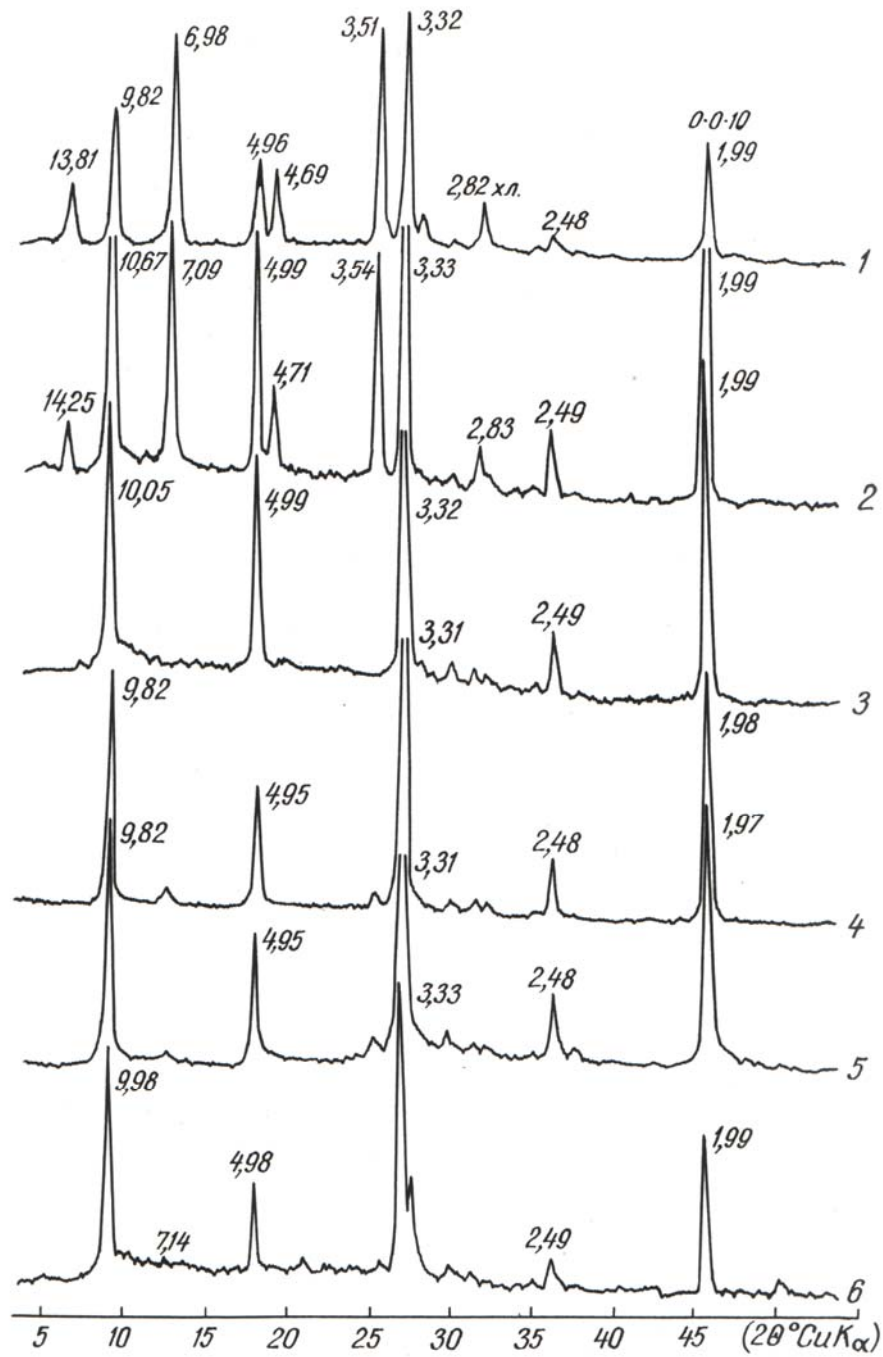


Рис. 8. Дифрактограми мусковіту і серициту з різних за складом порід:

1, 2 – серицит-хлоритові сланці; 3 – слюдяні пачки, що облямовують кварц-гранатове тіло;
4 – гранітогнейси; 5 – катаклазовані гранітогнейси.

Ступінь досконалості структури (або ступінь кристалічності) рахівського мусковіту визначали за півшириною рефлексу 001. Досліджували мусковіти двох різновікових і різнофаціальних груп [9]: 1) з високотемпературних вузлуватих дво-слюдяних сланців кристалічного фундаменту з парагенезисом кварц + плагіоклаз + мусковіт + біотит + гранат + ставроліт + апатит + циркон; 2) з юрських низькотемпературних мусковіт-хлорит-карбонатних і хлоритових сланців, а також тих же вузлуватих сланців, проте явно діафторованих з накладеними парагенезисами альбіт + хлорит + кальцит + турмалін. Результати досліджень засвідчили, що півширина рефлексів на рентгенограмах усіх зрізів мусковіту однакова в межах похибок, а отже, вони мають однаковий ступінь досконалості структури. Водночас з'ясовано, що ступінь кристалічності мусковіту залежить від вмісту в них фтору (табл. 4). У першій групі зрізів за незначної кристалічності вміст фтору і $(\text{OH})^-$ майже незмінний, у другій він вищий з коливаннями в межах 0,065–0,260 %, тобто фтор пов'язаний з більш низькотемпературними породами.

Таблиця 4

Результати визначення півширини рефлексу 001 мусковіту, за [9]

Взірець	2 θ півширина рефлексу, хвилини дуги	Вміст фтору, %
1	15,3	0,035
2	15,5	0,065
3	15,3	0,150
4	15,7	0,260
5	15,5	0,125
6	15,0	0,030
7	13,3	0,030

За даними рентгеноструктурного фазового аналізу, слюдисто-фукситовий концентрат з карбонатно-слюдистих сланців представлений двома фазами: слюдисті діоктаедричного типу (гідромусковіт) з найхарактернішими міжплощинними відстанями 0,984, 0,945, 0,330, 0,1502 нм і хлориту з відбиттями 1,39, 0,707, 0,468 нм. За інтенсивністю ліній у концентраті переважає мусковіт [9]. На дифрактограмах орієнтованих препаратів серициту з метасоматитів Березівського рудного поля зафіксовано чіткі базальні рефлекси з міжплощинними відстанями 0,99–1,0, 0,490–0,495, 0,327–0,330, 0,245–0,248 нм. За рефлексом (060), що дорівнює 0,145–0,149 нм, він належить до діоктаедричного типу.

Для мусковіту й серициту з метаморфічних порід характерне сріблясто-біле, сріблясто-сіре, блідо-зелене і жовтувато-буре забарвлення. Тонкі луски під бінокляром звичайно безбарвні, прозорі; товстіші пластинки – безбарвні або мають жовто-, ясно-буре і темно-буре забарвлення. Буре зумовлене наявністю залізистих пігментів, сіре – точковими включеннями графітової речовини, розсіяної в лусках і пластинах мінералу. Сріблясто-білий колір характерний для серициту з освітлених серицит-кварцитових сланців. Для цієї слюди типовий масний полиск і мильність на дотик (вона ніби оталькована).

Оптичні характеристики, зокрема показники заломлення мінералу з різновікових метаморфічних порід, дещо відмінні. У кристалічних породах фундаменту значення показників заломлення мусковіту коливаються в незначних межах (див. табл. 1, 2): $n_g \approx n_m = 1,583\text{--}1,602$ (головно 1,595–1,600) і $n_p = 1,550\text{--}1,569$, $n_g - n_p = 0,034\text{--}0,045$, $-2V = 35\text{--}42^\circ$. У мезозойських метаморфічних породах значення

показників заломлення мусковіту дещо нижчі: $n_g(n_m) = 1,580-1,586$, за переважання мусковітів з $n_g(n_m) = 1,582-1,583$. Дуже широкі коливання показника заломлення зафіксовано в мусковіті з осадових порід Передкарпаття – від 1,570 до 1,612. Для мусковіту з флішових відкладів Закарпаття оптичні характеристики такі: $n_g = 1,587-1,595$, $n_g-n_p = 0,034-0,036$, $2V = 41-43^\circ$.

Густина мусковітів з метаморфічних порід коливається в досить широких межах – від 2,698 до 2,959 г/см³. Найширші коливання (2,763–2,959 г/см³) характерні для мусковіту з вузлуватих ставроліто-, гранатовмісних та двослюдяних сланців (див. табл. 1).

Низку взірців рахівських мусковітів вивчали методами протонного магнітного резонансу (ПМР) і ядерного магнітного резонансу (ЯМР). За одержаними спектрами ПМР і ЯМР з'ясовано, що досліджувані мусковіти, у яких за даними хімічних аналізів вміст ОН-груп і алюмінію практично однаковий, суттєво не відрізняються за інтенсивністю ліній ПМР і ліній ЯМР Al_{VI} (табл. 5). Деякі відмінності інтенсивностей цих ліній пояснюють частковою дегідроксилацією мусковітів. Зменшення кількості гідроксильних груп приводить до зменшення інтенсивності сигналу ПМР для частково дегідроксильованих мусковітів. У разі дегідроксилації вихід ОН-груп приводить до зміни координації частини октаедричного алюмінію від шестерної до п'ятірної. Таке порушення симетрії найближчого оточення Al приводить до розширення лінії ЯМР Al_{VI}, а це зумовлює зменшення інтенсивності сигналу ЯМР Al_{VI}.

Таблиця 5

Інтенсивності ліній ПМР і ЯМР Al_{VI} у мусковітах з різноманітних сланців, за [9]

Взірець	ПМР	ЯМР	<i>a</i> , нм	<i>b</i> , нм	<i>c</i> , нм
1	0,28	0,37	–	–	–
2	0,70	0,82	0,5192	0,8989	1,9955
3	1	1	0,5188	0,8983	1,9916
4	0,90	0,69	–	–	–
5	0,45–0,43	0,34	0,5196	0,8988	1,9946
6	0,58	0,52	–	–	–
7	–	0,59	–	–	–
8	0,73	0,47	–	–	–
9	0,52	0,38	–	–	–

П р и м і т к а: 1 – серицитовий; 2 – мусковітовий; 3 – двослюдяний; 4 – слюдисто-хлоритовий; 5 – двослюдяний ставроліт-гранатовий; 6 – мусковіт-хлоритовий; 7 – кварц-карбонат-мусковітовий; 8, 9 – мусковіт-хлоритовий.

Рентгенометричні дослідження засвідчили, що в разі повної дегідроксилації мусковіту збільшуються параметри його елементарної комірки. Зокрема, досліджувані мусковіти, що відрізняються нижчою інтенсивністю сигналів ПМР і ЯМР Al, мають більші значення параметрів елементарної комірки порівняно з мусковітами, які дають сигнали з високою інтенсивністю (див. табл. 5).

Під час термічних досліджень рахівських мусковітів зафіксовано тільки ендотермічний ефект за температури 750–820 °С. На кривих ДТА (рис. 9) максимуми ендотермічних ефектів мають різні температури і різну глибину піка, що пов'язано з різним вмістом гідроксильних груп. Дегідроксилація мусковітів з меншою кількістю ОН-груп починається за вищої температури, і втрачає менш інтенсивні порівняно з мусковітами, що містять більше гідроксильних груп.

З наведених вище даних зроблено висновок про те, що всі мусковіти зазнали дегідроксилації, ступінь якої прямо залежить від ступеня їхньої метаморфічної переробки [9]. Найбільш дегідроксиловані мусковіти з давніх і глибокометаморфізованих (*PT*-умови епідот-амфіболітової фації близькі до амфіболітової) вузлуватих двослюдяних сланців, найменше – мусковіти з метаморфізованих сланців чохла (за умов фації зелених сланців). Середні значення визначені для мусковітів з мусковіт-хлоритових сланців верхів кристалічного фундаменту і в деяких діафторованих породах.

На ІЧ-спектрах рахівських мусковітів відмінності виявлені тільки в інтервалі валентних

коливань гідроксилів ($3\ 400\text{--}3\ 700\ \text{см}^{-1}$), які є найчутливішими до зміни складу і структури. На них виділено принаймні три піки (рис. 10), які пов'язані з трьома різними гідроксилами. Ця різниця може бути зумовлена як різним структурним положенням ОН-груп, так і різною природою пов'язаного з гідроксилом катіона. Дослідження засвідчили, що всі мусковіти після розтирання збагачуються молекулами води, які дають свій характерний спектр у ділянці $3\ 400\ \text{см}^{-1}$. Появу його пояснюють можливим частковим руйнуванням мінералу. За характером спектра досліджувані мусковіти розділено на дві групи. Одна група (див. рис. 9, 4, 5) має чіткішу структуру смуг, в іншій (див. рис. 10, 1–3) смуги поглинання гідроксилів більш дифузійні, можливо, завдяки зменшенню ступеня кристалічності. Характер спектра визначений також різним набором в октаедричних позиціях ізоморфних домішок, які за незначної кількості (зразок 34) сприяють появі власних чітко фіксованих смуг поглинання, а в разі збільшення кількості домішок і їхнього розупорядкованого розміщення (зразки 1–3) – появі дифузійної смуги. На ІЧ-спектрах поглинання фукситу смуги гідроксилів сильно зміщені в низькочастотну ділянку. За характером спектра він не потрапляє у виділені дві групи для мусковіту і серициту й утворює самостійну групу.

За походженням мусковітові слюди в геологічних утвореннях Українських Карпат є переважно метаморфічними і гідротермально-метасоматичними мінералами. У метаморфічних породах різновікових комплексів кристалічного фундаменту вони є в різних парагенетичних асоціаціях. Найголовніші з них такі: 1) мусковіт + біотит + гранат + кварц, мусковіт + гранат + кварц + плагіоклаз, мусковіт + біотит + ставроліт + гранат + кварц; 2) серицит + хлорит + кварц, серицит + хлорит + альбіт + кварц, мусковіт + серицит + субграфіт + альбіт + кварц, серицит + хлорит + альбіт + епідот. Обидві групи асоціацій, які мають регіональне поширення, свідчать про те, що ці слюди утворюються здебільшого у випадку прогресивного регіонального метаморфізму за умов різних температури й тиску [18–20]. Перша група асоціацій характерна для порід білопотоцького комплексу, який формувався головно за умов епідот-амфіболітової фації. Друга група асоціацій типова для порід діловецького

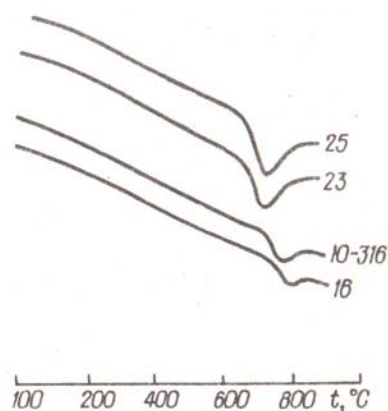


Рис. 9. Термограми рахівських мусковітів, за [9].

комплексу. Вона засвідчує низькі ступені метаморфізму, які відповідають зелено-сланцевій фації.

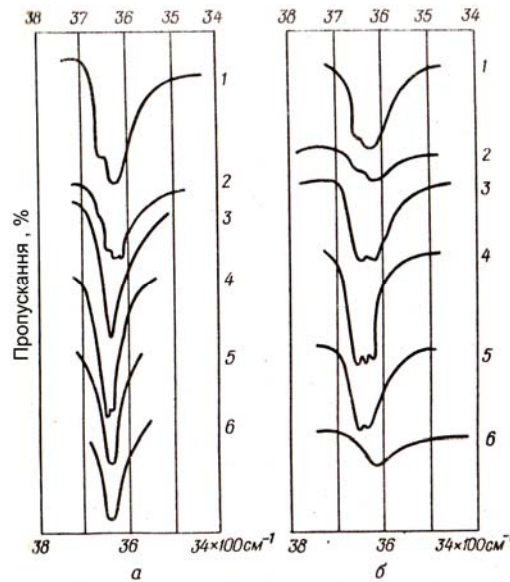


Рис. 10. ІЧ-спектри поглинання розтертих (а) і нерозтертих (б) мусковітів, за [9].

Ці дані підтвержені й наведеними вище особливостями хімічного складу мусковіту. В метаморфічних породах, особливо білопотоцького комплексу, мусковітові слюди утворюються і під час процесів регресивного метаморфізму, у тім числі й діафорезу. Тут найчастіше він виникає внаслідок заміщення біотиту і перебуває в тісній парагенетичній асоціації з чистим прозорим кварцом, альбітом, хлоритом, рідше – епідотом, що свідчить про невисокі термодинамічні умови. У разі мусковітизації біотиту вивільнюється титан з утворенням рутилу у вигляді сагенітової ґратки і залізо, яке фіксується у вигляді гідроксидів заліза.

У породах гранітоїдного ряду (гранітогнейси, плагіограніти) мусковіт є переважно вторинним мінералом, розвивається з польових шпатів і проникає нерідко по тріщинах у біотит, гранат та інші мінерали. В цьому випадку він утворюється метасоматично з первинних мінералів, особливо польових шпатів і біотиту. Розвиток його в плагіоклазі за майже повної відсутності слідів мусковітизації мікрокліну, очевидно, відбувався з розчиненого за високої температури калішпату в плагіоклазі, який зі зниженням температури переходив у метастабільний стан, а за наявності в породі легколетких компонентів вступає з ними в реакцію з виділенням мусковіту або серициту. Як вторинний мінерал, мусковіт утворюється з біотиту і польових шпатів у катаклазованих гранітах, де його спостерігають у паралельному зростанні з хлоритом. Крім того, мусковіт формується в ділянках товщі порід, що зазнали лужного метасоматозу (інтенсивного ослюденіння).

У мезозойських метаморфічних породах типовим є парагенезис мусковіту (переважно серицитового різновиду) з хлоритом, кварцом, плагіоклазом і кальцитом; зрідка до них приєднуються біотит, епідот, турмалін і апатит. Ці асоціації засвідчують, що мусковіт формувалася під час прогресивного метаморфізму за умов зеле-

носланцевої фації. В навколорудних метасоматитах мусковітові слюди, переважно серицит, пов'язані з формуванням вторинних кварцитів, серед яких виділяються в окрему кварц-серицитову фацію. Найінтенсивніше серицитизація виявляється під час процесів беризитизації і лиственітизації, які супроводжують поліметалеве зруденіння і зумовлюють розвиток метасоматичних колонок із зонами серициту [28]. У молодих вулканітах Закарпаття серицит розвивається по плагіоклазу. Тут у більш свіжих породах серицитизацією захоплена переважно ядерна частина плагіоклазу, у якій луски серициту закономірно орієнтовані й розміщені вздовж спайності, паралельної до другого пінакоїда плагіоклазу. Внаслідок цього серицитовий агрегат подібний на одне велике зерно мусковіту, що має загальне загасання. В деяких випадках, крім ядра, повністю заміщені серицитом також окремі зони плагіоклазу. В місцях інтенсивної каолінітизації порід агрегати серициту зберігаються [23]. В осадових породах мусковітові слюди належать до уламкових (теригенних) мінералів.

1. *Афанасьєва И.М.* Литология и геохимия флишевой формации северного склона Советских Карпат. Киев: Наук. думка, 1983. 182 с.
2. *Афанасьєва И.М., Гамарник М.Я., Литовченко Е.К.* и др. Минеральные ассоциации флишевых комплексов Советских Карпат // Препринт. Киев, 1981. 68 с.
3. *Великославинский Д.А.* Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. М.: Наука, 1972. 205 с.
4. *Грим Р.Е., Бредли В.Ф., Браун Г.* Слюдистые минералы глин // Рентгеновские методы определения минералов глин. М.: ИЛ, 1955.
5. *Гуржий Д.В.* Литология моласс Предкарпатья. Киев: Изд-во АН УССР, 1969. 202 с.
6. *Данилович Ю.Р.* Метаморфізм домезозойських кристалічних сланців Українських Карпат. К.: Наук. думка, 1970. 118 с.
7. *Данилович Ю.Р.* Мусковиты из домеловых метаморфических и осадочных пород Раховских гор // Минерал. сб. 1978. № 32. Вып. 2. С. 58–64.
8. *Данилович Ю.Р.* Петрография домеловых метаморфических и осадочных пород Украинских Карпат. Киев: Наук. думка, 1978. 188 с.
9. *Данилович Ю.Р.* Породообразующие минералы и метаморфизм кристаллического фундамента Украинских Карпат. Киев: Наук. думка, 1988. 168 с.
10. *Колтун В.І.* Літологія стебницьких відкладів північно-західної частини Радянського Передкарпаття. К.: Вид-во АН УРСР, 1959. 128 с.
11. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
12. *Кориковский С.П.* Изменения состава мусковит-фенгитовых слюд при метаморфизме // Фазовые равновесия и процессы минералообразования. Очерки физико-химической петрологии. Вып. VI. М.: Наука, 1973. С. 156–165.
13. *Лазаренко Е.О.* Метасоматичні утворення у вулканічних породах Закарпаття. Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1960.
14. *Лазаренко Є.К., Габінет М.П., Сливко О.П.* Мінералогія осадових утворень Прикарпаття. Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1962. 682 с.
15. *Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Барышников Э.К., Малыгина О.А.* Минералогия Закарпатья. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1963. 614 с.

16. *Матковский О.И.* Мусковитовые слюды из метаморфических сланцев Чивчинских гор // Минерал. сб. 1965. № 19. Вып. 4. С. 467–475.
17. *Матковский О.И.* Минералогия и петрография Чивчинских гор (Украинские Карпаты). Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1971. 227 с.
18. *Матковский О.И.* Минералогия и условия образования древних эндогенных комплексов Мармарошского массива (Восточные Карпаты): Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Киев, 1975. 42 с.
19. *Матковский О.И.* Особенности состава и свойств мусковита из метаморфических пород кристаллического фундамента Восточных Карпат // Материалы XI конгр. КБГА. Киев: Наук. думка, 1977. С. 214–215.
20. *Матковский О.И.* Типоморфизм слюд из разнофациальных метаморфических комплексов // Метаморфизм Украинского щита и его обрамления: Материалы Первого республ. совещ. Киев: Наук. думка, 1978. С. 62–63.
21. *Мерлич Б.В., Спитковская С.М.* Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья. Львов: Вища школа, 1974. 176 с.
22. *Михеев В.И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
23. *Соболев В.С., Костюк В.П., Бобривич А.П.* и др. Петрография неогеновых вулканических и гиабиссальных пород Советских Карпат. Киев: Изд-во АН УССР, 1955. 248 с.
24. *Ткачук Л.Г., Гуржий Д.В., Рипун М.Б.* Литология миоценовых отложений Черновицкой и юго-восточной части Станиславской области. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. 145 с.
25. *Ткачук Л.Г., Гуржий Д.В.* Раховский кристаллический массив (Карпаты). Киев: Изд-во АН УССР, 1957. 127 с.
26. *Фишкин М.Ю.* Пропилиты Береговского рудного района Закарпатья, их минеральные фации и генезис // Вопросы литологии и петрографии. Кн. 1. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1970. С. 134–140.
27. *Шехоткин В.В.* Метаморфическая зональность и проблема возраста оруденения на месторождении Сауляк (Восточные Карпаты) // Минерал. сб. 1995. № 48. Вып. 1. С. 130–137.
28. *Щербань И.П., Копылова Л.В., Матковский О.И.* и др. Околорудные метасоматиты Закарпатья. Киев: Наук. думка, 1988. 204 с.
29. *Ernst V.W.* Significance of fengitic micas from low-grade schists thermometer // Amer. Mineral. 1963. Vol. 48. P. 11–12.
30. *McNamara M.* The lower greenschist facies and the Scottish Highlands // Geol. Foren. Stocholm Farh. 1965. Vol. 87.

MUSCOVITE MICAS FROM THE ROCKS OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS

O. Matkovskyi

*Ivan Franko National University of Lviv
Hrushevskiy St. 4, UA – 79005 Lviv, Ukraine
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Distribution, form of displays, morphology, chemical composition, structural features, physical properties and genesis of muscovite micas in the metamorphic, metasomatic and magmatic rocks of the Ukrainian Carpathians are described. Some differences are marked in chemical composition and properties of muscovite from metamorphic complexes of different facies and age.

Key words: muscovite micas, foliated muscovite, sericite, phengite, fuchsite, Ukrainian Carpathians.

МУСКОВИТОВЫЕ СЛЮДЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

О. Матковский

*Львовский национальный университет имени Ивана Франко
79005 г. Львов, ул. Грушевского, 4
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Описаны распространение, форма проявлений, морфология, химический состав, структурные особенности, физические свойства и генезис мусковитовых слюд в метаморфических, метасоматических и магматических породах Украинских Карпат. Отмечены некоторые отличия в химическом составе и свойствах мусковита из разнофациальных и разновозрастных метаморфических комплексов.

Ключевые слова: мусковитовые слюды, листоватый мусковит, серицит, фенгит, фуксит, Украинские Карпаты.

Стаття надійшла до редколегії 24.09.2009

Прийнята до друку 30.10.2009