

УДК 552.122 (235.216)

ГЕОДИНАМІЧНІ РЕКОНСТРУКЦІЇ НИЖНЬО-СЕРЕДНЬОПАЛЕОЗОЙСЬКОГО СЕРЕСУЙСЬКОГО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОВОГО СТРУКТУРНО- ФОРМАЦІЙНОГО КОМПЛЕКСУ ПІВНІЧНО-СХІДНОЇ ФЕРГАНИ (ТЯНЬ-ШАНЬ)

Л. Генералова

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

Нижньо-середньопалеозойський сересуйський вулканогенно-осадовий структурно-формаційний комплекс охоплює три кременисті формації: силурійську сересуйську кременисто-сланцеву, нижньо-середньодевонську айритаську вапняково-вулканогенно-кременисту, нижньокам'яновугільну каракольську кременисто-карбонатну. Вивчені речовинні, текстурні та петрохімічні особливості порід формацій СФК дають змогу зробити висновок, що він розвивався на корі океанічного типу, яка з часом трансформувалась у кору перехідного типу. Утворення СФК можна зіставити з геодинамічними умовами абісальної рівнини та континентального підніжжя океанічних басейнів.

Ключові слова: Північно-Східна Фергана, Тянь-Шань, вулканогенно-осадовий комплекс, структурно-формаційний комплекс, формація, вулканіти, базальти, силіцити.

Вивчення покривно-складчастої споруди Північно-Східної Фергани останніми роками дало змогу виявити деякі деталі її структурної та речовинної будови. Північно-Східна Фергана охоплює південно-східне закінчення Атойнацького хребта та північно-західну частину Ферганського хребта й об'єднує тектонічні структури каледонського Серединного та герцинського Південного Тянь-Шаню [1–4, 7, 11]. У Південному Тянь-Шані в межі території досліджень потрапляє Північнобукантауська (Карачатирська) зона [7].

Будова Північнобукантауської зони представлена групою великих покривів за участю утворень офіолітового структурно-формаційного комплексу (СФК). У структурі дивергентної синформи він є структурно верхнім. Структурно нижче розташовані сересуйський, власне кременистий, та баубашатинський вулканогенно-карбонатний СФК.

Об'єктом нашого формаційного вивчення є сересуйська структурна одиниця. Ми вивчили петрографічний та петрохімічний склад головних петротипів порід формацій СФК, особливості внутрішньої будови формацій, їхні геометричні параметри. Виконані дослідження дали змогу віднайти породні асоціації, які слугують індикаторами в рекон-

струкції геодинамічних умов. Як індикатори вибрані вулканіти основного складу в поєднанні з силіцитами. У підсумку вперше для регіону виконано кореляцію виділе-них формацій з еталонними моделями сучасних геодинамічних обстановок.

Сересуйський вулканогенно-кременистий СФК детально вивчали на вододілі між оз. Чон-Кель та р. Кара-Кель. Він складається з трьох суттєво кременистих (вулканогенно-кременистих або віддалено кременистих [30]) формацій: силурійської сересуйської кременисто-сланцевої, нижньо-середньодевонської айритаської вапняково-вулканогенно-кременистої, нижньокам'яновугільної каракольської кременисто-карбонатної. Контакти цього СФК з іншими комплексами, що залягають вище і нижче, тектонічні. Межі між формаціями тектонічні. Загальна неповна потужність вертикального ряду формацій СФК становить 770–1 350 м.

Силурійська сересуйська кременисто-сланцева формація відслонена на лівому березі долини р. Кара-Кель, гіпсометрично вище Каракельських озер, у невеликому (до 2 км²) тектонічному блоці. В долині річок Кара-Кель та Ак-Терек трапляються олістоплаки утворень цієї формації розміром до 2 км за довгою віссю. Вони простежені в матриці башкир-нижньомосковської арсланбобської олістостромової формації.

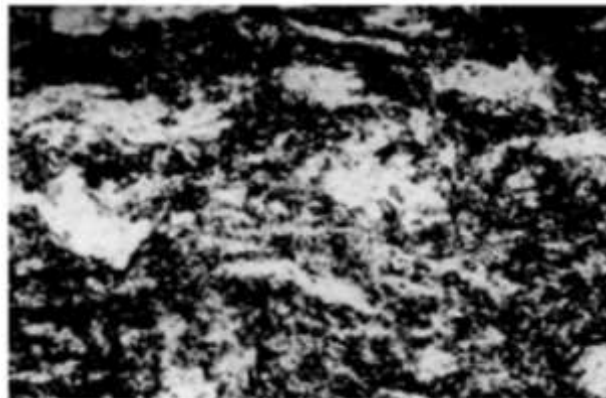
Формація стратиграфічно відповідає сересуйській світі, яку виділив Л. Турбін 1958 р. Її назва топонімічно пов'язана з р. Сересу, де є стратотипічний розріз. У межах досліджуваної площі формація з усіма формаційними одиницями має тектонічні контакти. На сході, у басейні р. Сересу (Бородаєнко, 1973; Кириченко, 1981), виявлено стратиграфічні контакти з ландоверійською кизкурганською сланцевою формацією, що залягає нижче (Риненберг, 1973; Бискэ, 1982), і нижньо-середньодевонською айритацькою вапняково-вулканогенно-кременистою формацією, що залягає вище (Бискэ, 1981). Вік кременисто-сланцевої формації за знахідками граптолітів – нижній венлок–пржидолій (Риненберг, 1973), за рештками коралів – нижня частина ісфаринського горизонту пржидолію (Клишевич, 1959; Бискэ, 1981).

Кременисто-сланцева формація має ритмічно-циклічну будовою алевроліто-сланцевих або кременисто-сланцевих пачок (р. Нарин, вище Токтогульської плотини – ріки Ак-Сай-Баши, Тохтобек-Сай). У нижній частині розрізу переважають глинисті й кременисто-глинисті сланці, у верхній склад різноманітніший. Крім глинистих сланців, суттєву роль відіграють силіцити й вулканогенні породи. Трапляються лінзи вапняків, які є фрагментами біогермів і біостромів. Кількість кременисто-вулканогенних порід зростає на захід від долини р. Сересу, на південь, від долини р. Шайдан [3] та вгору за розрізом до 30 % (Кириченко, 1981). Ю. Біске [3] назвав цю формацію аспідною, Д. Резвой [22, 23] – нижньою теригенною. Головними членами кременисто-сланцевої формації є тонкошаруваті темно- й зеленкувато-сірі глинисті, вуглецево-кременисто-глинисті, вуглецево-кременисті сланці, які перешаровані з зеленкувато-сірими алевролітами й силіцитами. Другорядними членами формації треба назвати зеленкувато-сірі поліміктові пісковики, вапняки, базальтові порфірити, їхні туфи й туфіти (рис. 1).

Глинисті, вуглецево-кременисто-глинисті та вуглецево-кременисті сланці мають темно-сіре, зеленкувато-сіре та чорне забарвлення, тонкошарувату і сланцювату текстуру. Порода складається з агрегату гідролуд, серициту, іноді хлориту з домішками кварцу, пелітоморфного карбонату. Вона по-різному пігментована тонкозернистою вуглистою речовиною. Структура мікролепідобластова, криптозерниста. У вуглецево-кременисто-глинистих сланцях простежено чергування вуглецево-кременистих і вуглецево-гідролудистих прошарків потужністю 2–4 мм. Зрідка чергуються вуглецево-

гідрослюдиисто-кременисті та вуглецево-кременисто-гідрослюдисті різновиди потужністю від 1 мм до 3 см. Такого типу ритмічність є свідченням пульсаційного надходження SiO_2 , яке накладалося на загальний фон глинистої седиментації. Сланці містять підвищену кількість деяких мікроелементів та багату (до 10–15 % породи) вкрапленість піриту. Внаслідок метагенезу й початкового метаморфізму утворилися кварц-серицитові, хлорит-серицитові сланці.

Рис. 1. Метатуфіт базальтового складу. Текстура тонко-шарувата з елементами циклічності й сланцюватості. За шаруватістю лінзоподібні сегрегації дрібно- і криптокристалічного кварцу (ясний колір). Сересуйська кременисто-сланцева (S) формація. Сересуйський вулканогенно-кременистий СФК, Кара-Кель. Нік. +, $\times 40$.



Алевроліти і пісковики трапляються у вигляді малопотужних (від декількох до декількох десятків сантиметрів) прошарків серед сланців з переважною кременисто-глинистою складовою. Характерна така послідовність: дрібнозернисті пісковики, алевроліти, кременисто-глинисті або кременисті сланці, силіцити. Пакети тонкошаруваті та смугасті, шаруватість як горизонтальна, так і коса або лінзоподібна, яка характерна для контуритів. Іноді в такому чергуванні з'являються прошарки попелових туфів і туфітів. Склад алевролітів і пісковиків – поліміктовий, тип цементації – базальний, цемент – кременисто-серицитовий, з мікрогранолепідобластовою структурою.

Базальти порфірові – це темно-зелені масивні та слабкосланцюваті дрібнозернисті зеленокам'язомінені породи. Вони складені майже повністю з альбіту, актиноліту, хлориту, серициту, цоїзиту, кліноцоїзиту, епідоту. З первинних мінералів збереглися апатит і лейкоксенізований ільменіт. Альбіт розвивається по основному плагіоклазу і становить до 50–70 % породи. Актиноліт, епідот і хлорит становлять від 15 до 50 % породи. Вони заповнюють проміжки між лейстами альбіту. Структура породи порфірова. Порфірові вкраплення, які займають до 20–30 % об'єму породи, представлені переважно плагіоклазом. Структура основної маси інтерсерціальна.

Силіцити ясно-сірі, жовтувато-сірі, рожеві, темно- та чорно-зелені масивної і тонкошаруватої будови. На поверхнях нашарування зафіксовано зліпки цявок і струменів напрямів течій та пагорбкові гієрогліфи. Силіцити складені з криптокристалічного кварцу з домішками безбарвних або бурувато-зелених гідрослюд і лейкоксену, часто розкристалізованого до рутилу (сагеніту). Нерівномірною концентрацією гідрослюди в тонких прошарках (0,1–0,3 мм) зумовлює тонку шаруватість порід. Зрідка трапляються залишки радіолярій і конодонтів.

Петрогеохімічна характеристика. Виконані нами петрохімічні дослідження вулканогенних утворень формації відображені параметрами полів варіаційних діаграм (рис. 2–12). На діаграмі $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (див. рис. 2) фігуративні точки петрохімічного складу вулканітів формації згруповані близько до межі порід нормальної і сублужної серій, однак у полі сублужної. Вони (див. рис. 3, 5) низько і помірно глиноземисті ($al^{\wedge}-0,91$), натрій-калієві й натрові ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 12,64$), мезократові ($f - 18,68$). На діаграмах $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (див. рис. 4), $Kf-\text{SiO}_2$ (див. рис. 11) вони займають поле толеїтової серії. Це ж підтверджує діаграма AFM (див. рис. 6). Точки розміщені симетрично щодо апікальної частини лінії, яка розмежовує толеїтову і вапнисто-лужну серії. Складається враження, що це – фенеровський тип диференціації. На діаграмі $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}-\text{Ac}$ Л. Бородіна [5] (див. рис. 7) фігуративні точки складу вулканітів зосереджені в полі сублужної серії, яке є перехідним між нормальним вапнисто-лужним і помірно лужним. На діаграмі М. Добрецова (див. рис. 8) координати точок їхнього складу фіксовані в полі лужних базальтів континентів (проміжні базальти рифтових зон). На діаграмі $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{Fe}^*\text{O}+\text{TiO}_2)-\text{MgO}$ (див. рис. 9) точки складу порід сконцентровані в полі високоталістих толеїтових базальтів. На діаграмі $\text{TiO}_2-10\text{Mn}-10\text{P}_2\text{O}_5$ (див. рис. 10) вони розвинуті на межі областей толеїтів океанічних островів і лужних базальтів океанічних островів, частково – у полях толеїтів острівних дуг і базальтів серединно-океанічних хребтів та океанських морів. На діаграмі $\text{TiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ (див. рис. 12) базальтоїди переважно потрапляють у поля толеїтів острівних дуг та базальтів океанічного дна і лише фрагментарно – до області вапнисто-лужних базальтів. На діаграмі $\text{MgO}-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ вони розташовані в області розвитку остродужної вапнисто-лужної серії.

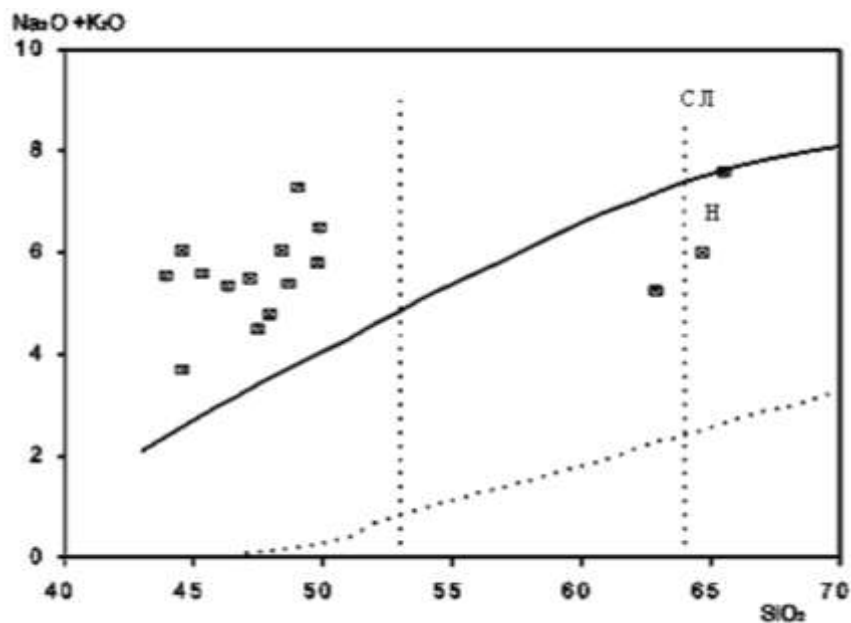


Рис. 2. Діаграма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ [16, 17] для утворень силурійської сересуйської кременисто-сланцевої формації. Поля вулканітів: Н – нормального ряду, СЛ – сублужного ряду.

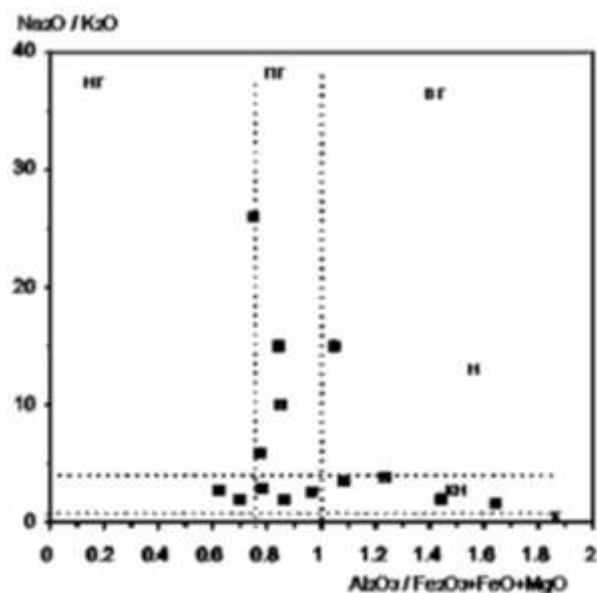


Рис. 3. Діаграма $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO})$ [16, 17] для утворень силурійської сересуйської кременисто-сланцевої формації. Поля вулканітів за серіями: К – калієва, НК – калієво-натрієва, Н – натрієва; за коефіцієнтом глиноземистості (a_1'), глиноземистість: НГ – низька, ПГ – помірна, ВГ – висока.

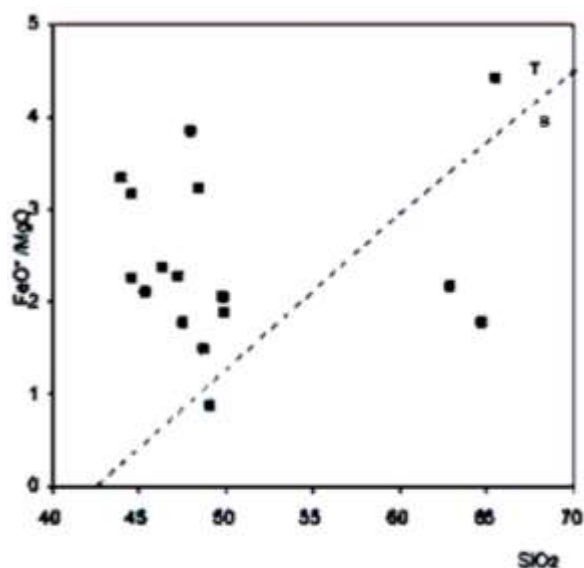


Рис. 4. Діаграма $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ [18, 34] для утворень силурійської сересуйської кременисто-сланцевої формації. Серії: Т – толеїтова, В – вапнисто-лужна.

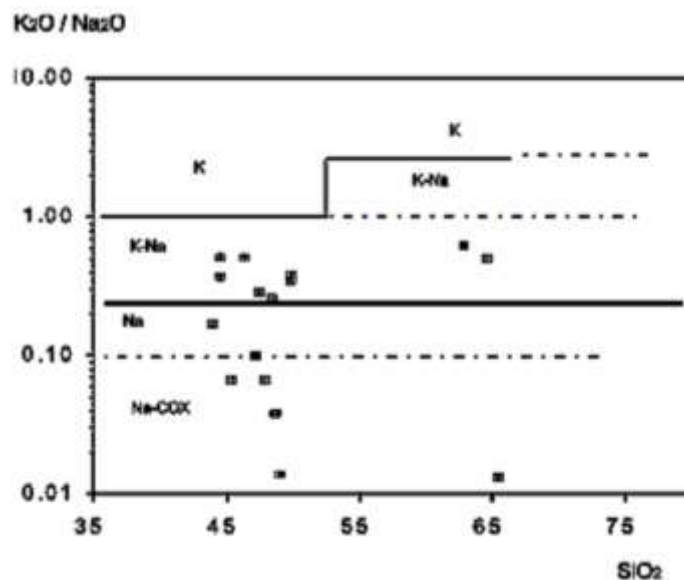


Рис. 5. Діаграма K_2O/Na_2O-SiO_2 [18] для утворень силурійської сересуйської кременисто-сланцевої формації. Серії: Na-COX – натрієва серединно-океанічних хребтів, Na – натрієва, K-Na – калієво-натрієва, K – калієва.

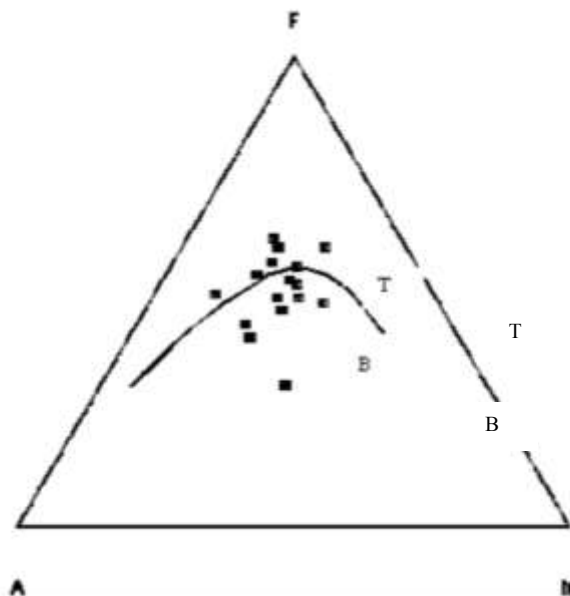


Рис. 6. Діаграма AFM [18,32] для утворень силурійської сересуйської кременисто-сланцевої формації. Серії: T – толеїтова, B – вапнисто-лужна.

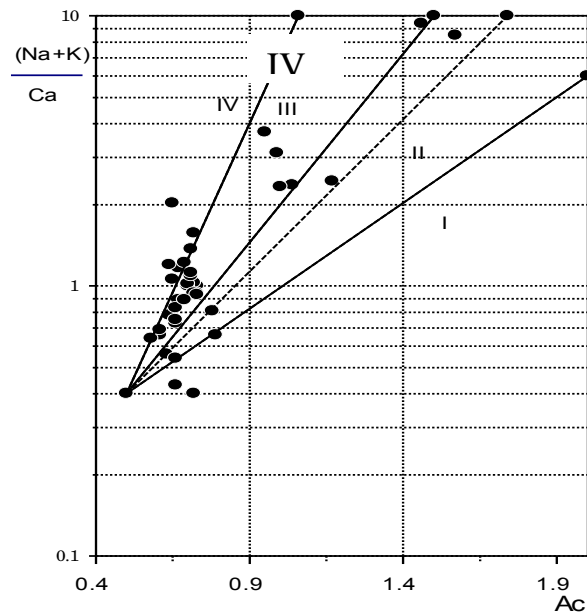


Рис. 7. Діаграма $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}-\text{Ac}$ [5] для утворень силурійської сересуйської кременисто-сланцевої формації. Поля лужності: I – вапнисте; II – вапнисто-лужне; III – сублужне; IV – лужно-базальтоїдне.

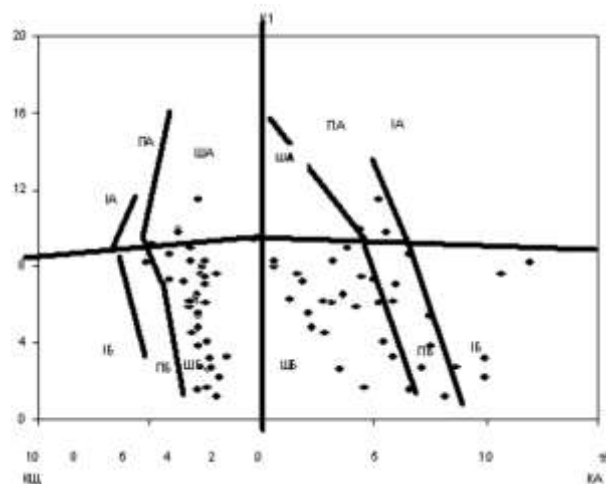


Рис. 8. Діаграма М. Добрецова [12] з доповненнями [13] для утворень силурійської сересуйської кременисто-сланцевої та нижньо-середньодевонської айригашської вапняково-вулканогенно-кременистої формації. Поля вулканітів: IБ – базальти острівних дуг; IA – базальти серединно-океанічних хребтів; IIА – толеїти океанічних островів; IIБ – толеїти континентальних трапів; IIIА – лужні олівінові базальти океанічних островів; IIIБ – лужні базальти континентів. $K1 = \text{MgO}+2\text{TiO}_2-3\text{K}_2\text{O}$, $KA = \text{Al}_2\text{O}_3-0,5\text{FeO}^*-2\text{TiO}_2$, $KЦ = \text{Al}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$.

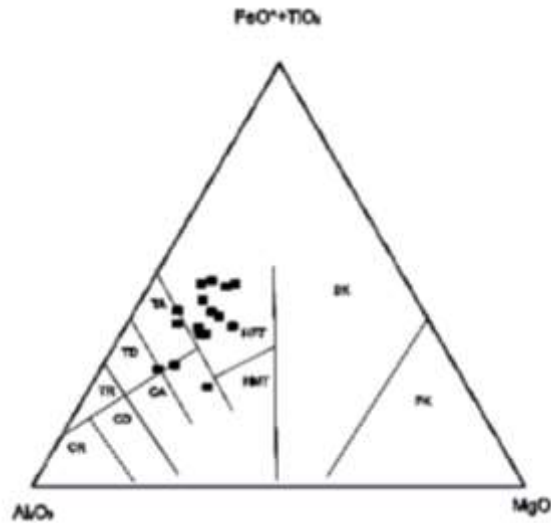


Рис. 9. Діаграма $Al_2O_3-(FeO^*+TiO_2)-MgO$ [33] для утворень силурійської сересуйської кремнисто-сланцевої формації. Поля вулканітів: коматітова серія: РК – перидотитові коматіти, BK – базальтові коматіти; толеїтова серія: HMT – високомагнєзальні базальти, HFT – високоталісисти базальти, TA – андезити, TD – дацити, TR – ріоліти; вапнисто-лужна серія: CB – базальти, CD – дацити, CR – ріоліти.

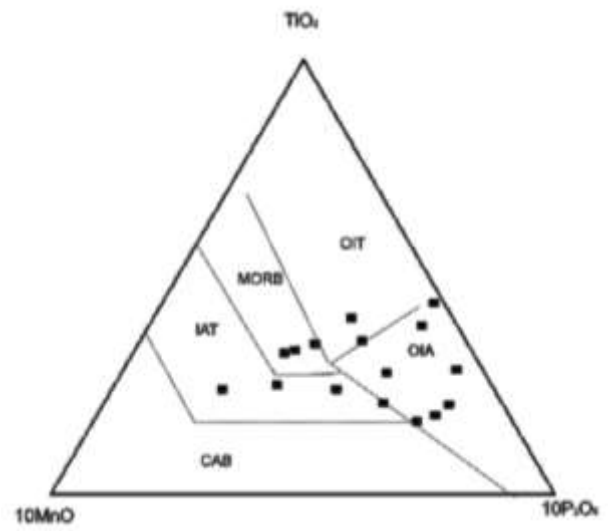


Рис. 10. Діаграма $TiO_2-10MnO-10P_2O_5$ [9, 36] для утворень силурійської сересуйської кремнисто-сланцевої формації. Поля вулканітів: CAB – вапнисто-лужні базальти, IAT – толеїти острівних дуг, MORB – базальти серединно-океанічних хребтів і океанічних морів, OIT – толеїти океанічних островів, OIA – лужні базальти океанічних островів.

Рис. 11. Діаграма $Kf-SiO_2$ [19, 37] для утворень силурійської сересуйської кременисто-сланцевої формації.
 $Kf = ((FeO + Fe_2O_3) / (MgO + FeO + Fe_2O_3)) \times 100$

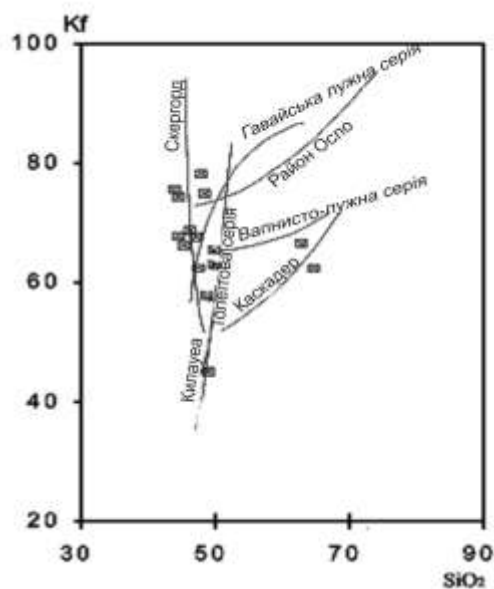
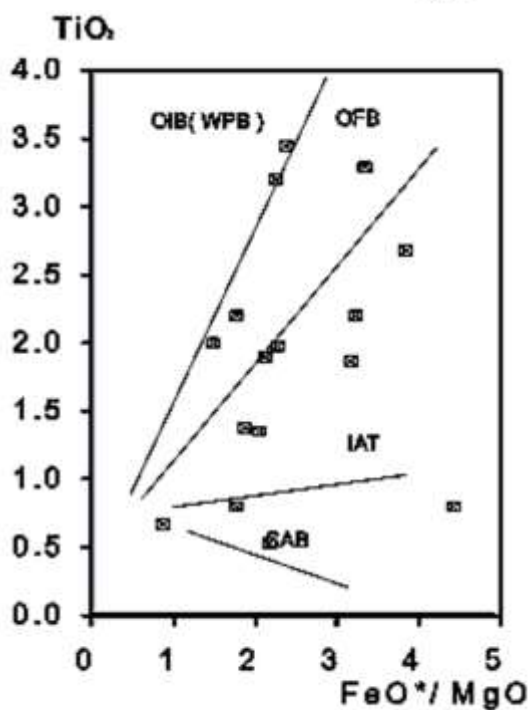


Рис. 12. Діаграма TiO_2-FeO^*/MgO [35] для утворень силурійської сересуйської кременисто-сланцевої формації. Поля вулканітів: OIB – базальти океанічних островів, WPB – внутрішньоплитні базальти, OFB – базальти океанічного дна, IAT – толеїти острівних дуг, SAB – валністо-лужні базальти.



Нижньо-середньодевонська айриташська вапняково-вулканогенно-кремениста формація простежена в тектонічному блоці на лівому борті р. Кара-Кель вище Каракельських озер. Вона охоплює айриташську світу, назву якої запропонував 1971 р. Ю. Биске за р. Айриташ, що в басейні р. Сересу. Тут є найповніший розріз світу. В Північно-Східній Фергані утворення цієї формації залягають на підстильних породах кременисто-сланцевої формації без видимої незгідності [3, 4, 21, 22] або з виразними тектонічними контактами. Нижньо-середньодевонська вапняково-вулканогенно-кремениста формація перекрита утвореннями нижньокам'яновугільної каракольської кременисто-вапнякової формації згідно або зі стратиграфічною та тектонічною незгідністю (Бискэ, 1971; Кириченко, 1981; власні спостереження). Потужність цієї формації – 130–900 м (Бискэ, 1981; Кириченко, 1981). У межах району представлені лише нижні частини розрізу потужністю 250–300 м. Вік формації схарактеризований численними брахіоподами, коралами (Бискэ, 1971, 1981; Бородаєнко, 1973; Кириченко, 1981) як нижній–середній девон.

Формація загалом складена ритмічно циклічно і неритмічно перешарованими яшмовідними силіцитами, кременисто-глинистими і глинисто-кременистими сланцями, алевролітами, вапняками. Вулканіти основного і середнього складу наявні в мінливій кількості – від 5–10 до 20–30 %. У межах формації виділено декілька рядів асоціацій (парагенезів), які взаємно не заміщуються ні за латераллю, ні за вертикаллю. Найпоширеніші такі парагенезиси: яшмово-спілітовий – карбонатно-яшмовий; силіцитово-теригенний – карбонатно-силіцитово-теригенний; карбонатно-силіцитовий; яшмово-сланцевий – яшмово-алевролітовий; туфво-туфіто-силіцитовий – карбонатно-силіцитовий (рис. 13). Загальна карбонатність формації збільшується вгору по розрізу. Загальна вулканогенність виразніше виявлена на захід і південь. У цьому напрямі (Бискэ 1971, 1981; Бородаєнко, 1973; Кириченко, 1981) у верхній частині розрізу формації збільшується кількість туфо-конгломератів, з'являються андезибазальти, базальти та їхні агломератові туфи, а силіцити і глинисто-кременисті сланці переходять до рангу другорядних петротипів. Отже, у межах території досліджень для нижньо-середньодевонської вапняково-вулканогенно-кременистої формації можна виділити дві субформації: карбонатно-вулканогенно-кременисту і вулканогенно-теригенно-кременисту. Перша субформація тягнє до заходу і півдня, друга – до сходу і півночі.

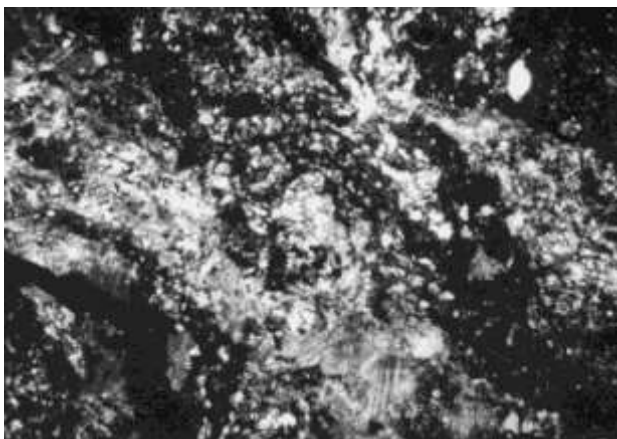


Рис. 13. Метатуф і метатуфіт базальтового складу, метасоматично змінені складові туфво-туфіто-силіцитового-карбонатно-силіцитового парагенезису. Текстура тонкошарувата з елементами циклічності. Айриташська вапняково-вулканогенно-кремениста (D₁₋₂) формація. Сересуйський вулканогенно-кременистий СФК, Кара-Кель. Нік. +, × 30.

Для вапняково-вулканогенно-кременистої формації загалом характерна тонка і середня горизонтальна шаруватість. Асоціації порід підпорядковані законам циклічності. В басейні р. Актерек виразно простежено, як цикліти різних рангів послідовно підлегли: дрібніші цикліти є складовими більших. Потужність елементарного цикліту – 3–5 см, цикліту другого порядку – 40–58 см, третього порядку – 1,2–1,8 м. Пірокластичний матеріал основного і середнього складу інколи має сліди обробки та перенесення в умовах водного середовища. Циклічність пов'язана як зі зміною розміру уламків, так і з варіаціями пірокластичного, кременистого, карбонатного або теригенного матеріалу. Циклічність часто нагадує характерну для турбідитів дистального і, зрідка, проксимального типу.

Карбонатні породи. Серед них трапляються вапняки і доломітисті вапняки. Забарвлення вапняків ясно-сіре і сіре, дуже зрідка коричнево-буре. Наявні тонкошаруваті й масивні різновиди карбонатних порід з тонкокристалічною, пелітоморфною структурами. Доломітисті та скременілі вапняки тяжіють до локальних піднять. Уверх по розрізу зростає кількість шламових, детритових, органічних різновидів.

Силіцити трапляються в стрічковому та ритмічному чергуванні з алевролітами, базальтовими та андезибазальтовими порфіритами, вапняками. Потужність циклітів – 2–12 см. Виявлено ясно-сірі, жовтуваті, рожеві, червоні масивні яшмоїдні породи, а також чорні фтанітоїди. Силіцити складені кварцовим агрегатом з домішками серициту. Фтанітоїдам властивий нерівномірний розподіл вуглецевої речовини, що зумовлює характерну смугасту текстуру. Крім того, у фтанітоїдах закисне залізо переважає над окисним. Фтанітоїди займають лише незначний об'єм силіцитів.

Глинисто-кременисті сланці мають зеленкувато-сіре забарвлення, тонкошарувату або сланцювату текстуру. Порода складена кварцовим агрегатом крипто-, дрібнозернистої, мікрогранобластової та мікролепідобластової структури. Серед домішок зазначимо гідролуду, серицит, інколи хлорит та вуглисту речовину. Породи збагачені вкрапленнями піриту.

Вулканогенні породи темно-, сірувато-, малиново-зеленого кольору. У деяких різновидах наявна псевдокульова окремість. Текстури масивні, шаруваті, градаційно-шаруваті. Виділяються туфи і туфіти базальтового (див. рис. 13) й андезибазальтового складу. Їхні структури за розміром уламків варіюють від агломератових до попелових. Туфи кристало- та літокластичні. Уламки представлені порфіровими андезибазальтами і базальтами з плагіоклазовими і плагіоклаз-клінопіроксеновими мінеральними парагенезисами. На південних схилах хр. Алаштау виявлено пікритові порфірити [3, 4], саме тут потужність вулканітового розрізу – 2 000–4 000 м. Склад уламків вулканотеригенних порід (від конгломератів, конгломерато-брекчій до алевролітів) різноманітніший – трапляються андезитові, андезибазальтові та базальтові туфи, а також дацити, кварцові порфіри, кварц. Тип цементації базальний, цемент кварцово-хлоритовий, альбіт-хлоритовий з виділеннями лейкоксену.

Туфи, кременисті й карбонатні туфіти, вулканотеригенні породи, пісковики й алевроліти, метадолерити, базальтові порфірити часто майже повністю складені вторинними мінералами – альбітом, актинолітом, хлоритом, серицитом, епідотом, лейкоксеном. Первинний склад визначають за реліктовими структурно-текстурними і речовинними ознаками. Інколи у верхів'ях р. Ак-Терек трапляються незмінні або слабкозмінні базальти з порфіровою структурою. Порфірові вкраплення представлені переважно плагіоклазом An₅₅₋₆₀, розмір їх – перші міліметри. Основна маса інтерсер-

тальна, утворена плагіоклазом і авгітом, гіперстеном, піжонітом, рудним мінералом (магнетитом, ільменітом), невеликою кількістю заміщеного епідот-хлоритовим агрегатом скла.

Петрогеохімічна характеристика. Вулканогенні основні породи цієї формації мають середній вміст кремнезему 45,58 %. Йому відповідає сума лугів 4,14 % за співвідношення $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 5,22. Вміст інших оксидів такий, %: TiO_2 – 2,75; Al_2O_3 – 12,92; FeO^* – 12,67; MgO – 5,02; CaO – 9,99.

За петрохімічними даними (рис. 14–23), у вулканітах формації зафіксована розбалансованість складу, хоча вони тяжіють до полів толейтових порід. На діаграмі $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (див. рис. 14) фігуративні точки складу вулканогенних порід формації згруповані на межі порід нормальної і сублужної серій майже паралельно. Основні диференціати – сублужні, кислі – нормальні. Породи формації (див. рис. 15, 17) є низько і помірно глиноземисті ($al^* = 0,6-0,8$), натрієві і калієво-натрієві, мезо- і меланократові ($f^* = 20,22$). На діаграмах $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (див. рис. 16), $\text{Kf}-\text{SiO}_2$ (див. рис. 22) вони займають поле толейтової серії. Це ж підтверджує діаграма AFM (див. рис. 18). На діаграмі М. Добрецова (див. рис. 8) координати точок складу вулканітів фіксовані в полі лужних базальтів континентів (проміжні базальти рифтових зон). На діаграмі $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}-\text{Ac}$ Л. Бородіна [5] (див. рис. 19) вони розміщені в полі помірно лужної (лужної базальтової) серії. На діаграмі $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{Fe}^*\text{O}+\text{TiO}_2)-\text{MgO}$ (див. рис. 20) точки складу порід сконцентровані в полі високозалізистих толейтових базальтів, андезитів, дацитів. На діаграмі $\text{MgO}-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ вони розташовані в області розвитку лужної і толейтової серій. На діаграмі $\text{TiO}_2-10\text{Mn}-10\text{P}_2\text{O}_5$ (див. рис. 21) точки є на межі областей вапнисто-лужних і лужних базальтів океанічних островів. На діаграмі $\text{TiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ (див. рис. 23) вони переважно потрапляють у поле базальтів океанічного дна, в область вапнисто-лужних базальтів.

Нижньокам'яновугільна каракольська кременисто-карбонатна формація детально досліджена на лівому борті долини р. Кара-Кель, на схід від Каракельських озер, у тектонічному блоці. Формації стратиграфічно відповідає каракольська світа. Їхню назву запропонував Л. Турбін 1959 р. для різних товщ, що залягають на візейських вапняках гірського вузла Баубаша-Ата (4 485 м). Співробітники Ферганського тектонічного загону (Бискэ, 1971) приймали вік цієї світи як верхній девон–нижній карбон. Дослідники Алашської ревізійної партії (Кириченко, 1981) відновили вік світи до візейсько-серпухівського. Найповніший розріз світи на лівому борту долини р. Майлісу, у верхній течії. На суміжних територіях, на думку С. Біске (1971) і В. Кириченка (1981), утворення кременисто-карбонатної формації з прихованою незгідністю залягають на айри-таській вапняково-вулканогенно-кременистій формації або навіть на сересуйській кременисто-сланцевій формації. Наші спостереження в басейні р. Майлісу на правому борті р. Карагач (басейн р. Абди-Сай), у верхів'ях рік Ашпаз і Бедире-Сай за межами району та в цієї площі засвідчили, що всі контакти формації з утвореннями, що залягають нижче, тектонічні. Кременисто-карбонатна формація зі стратиграфічною і структурною незгідністю перекрита флішодними та мікститовими утвореннями башкир-московського віку. Потужність формації коливається в межах 100–400 м (Кириченко, 1981) і не перевищує 250–300 м на описуваній території. За численими викопними рештками форамініфер вік формації визначено в межах візе–нижній серпухов (Бискэ, 1971; Бородаєнко, 1973).

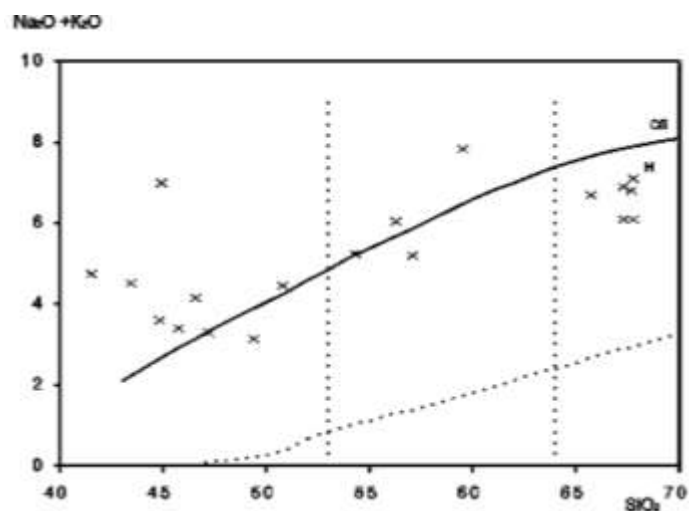


Рис. 14. Діаграма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ [16, 17] для утворень нижньо-середньодевонської айритаської вапняково-вулканогенно-кременистої формації. Поля вулканітів: Н – нормального ряду, СЛ – сублужного ряду.

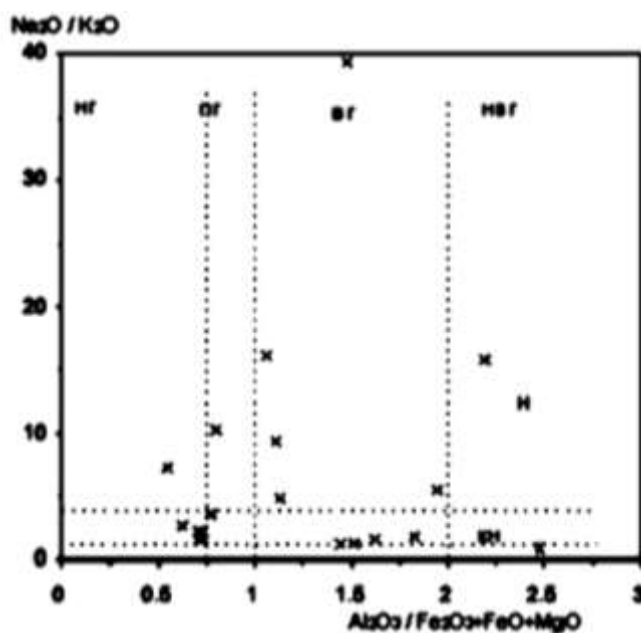


Рис. 15. Діаграма $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO})$ [16, 17] для утворень нижньо-середньодевонської айритаської вапняково-вулканогенно-кременистої формації. Поля вулканітів за серіями: К – калієва, НК – калієво-натрієва, Н – натрієва; за коефіцієнтом глиноземистості (al'), глиноземистість: НГ – низька, ПГ – помірна, ВГ – висока, НВГ – надто висока.

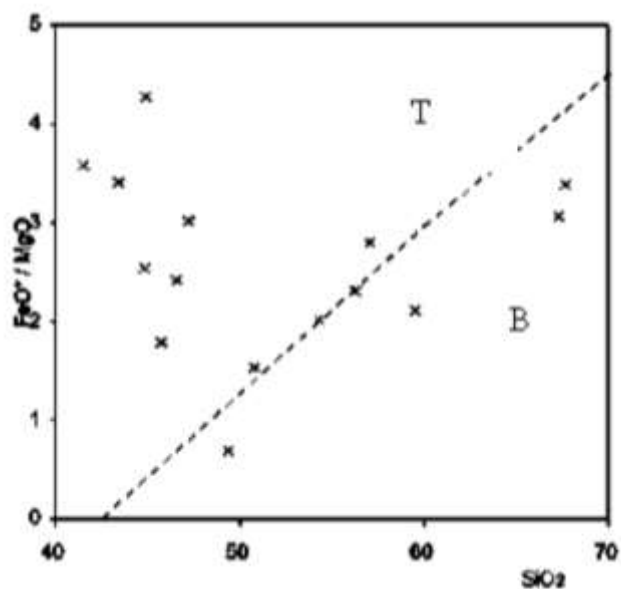


Рис. 16. Діаграма $FeO^*/MgO-SiO_2$ [18, 34] для утворень нижньо-середньодевонської айритаської вапняково-вулканогенно-кременистої формації. Серії: Т – толейтова, В – вапнисто-лужна.

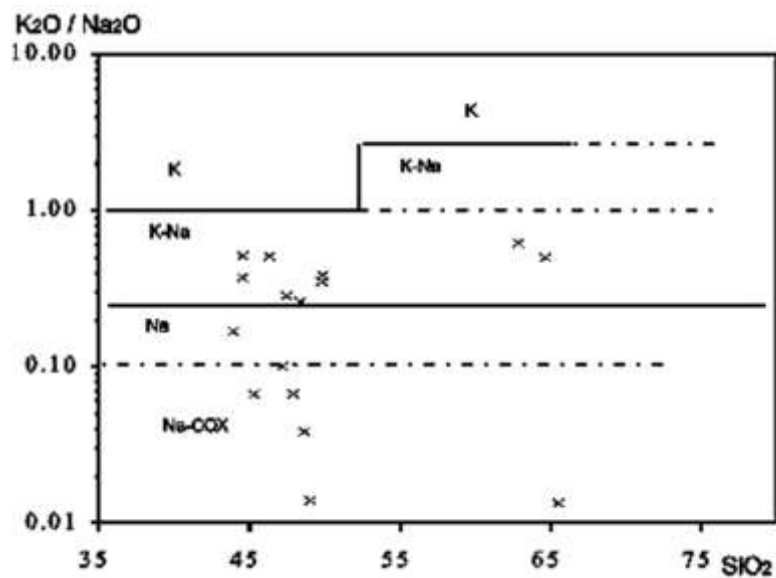


Рис. 17. Діаграма K_2O/Na_2O-SiO_2 [18] для утворень нижньо-середньодевонської айритаської вапняково-вулканогенно-кременистої формації. Серії: Na-COX – натрієва серединно-океанічних хребтів, Na – натрієва, K-Na – калієво-натрієва, K – калієва.

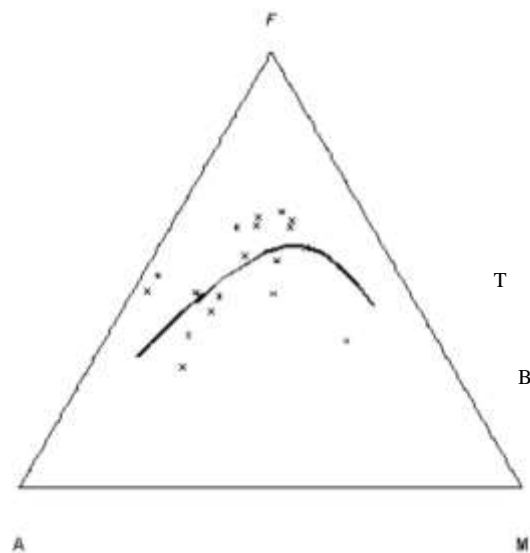


Рис. 18. Діаграма AFM [18, 32] для утворень нижньо-середньодевонської айритаської вапняково-вулканогенно-кременистої формації. Серії: Т – толеїтова, В – вапнисто-лужна.

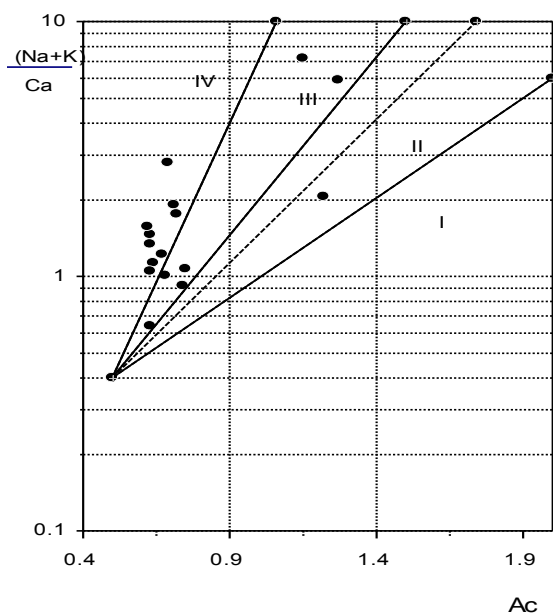


Рис. 19. Діаграма $(Na+K)/Ca-As$ [5] для утворень нижньо-середньодевонської айритаської вапняково-вулканогенно-кременистої формації. Поля лужності: I – вапнисте; II – вапнисто-лужне; III – сублужне; IV – лужно-базальтоїдне.

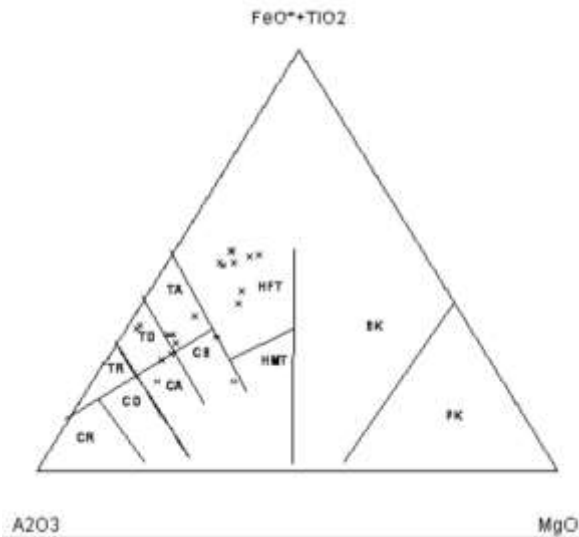


Рис. 20. Діаграма $Al_2O_3-(FeO^*+TiO_2)-MgO$ [33] для утворень нижньо-середньодевонської айритаської вапняково-вулканогенно-кременистої формації. Поля вулканітів: коматітова серія: PK – перидотитові коматіти, BK – базальтові коматіти; толейтова серія: HMT – високомagneзійні базальти, HFT – високозалістисті базальти, TA – андезити, TD – дацити, TR – ріоліти; вапнисто-лужна серія: CB – базальти, CD – дацити, CR – ріоліти.

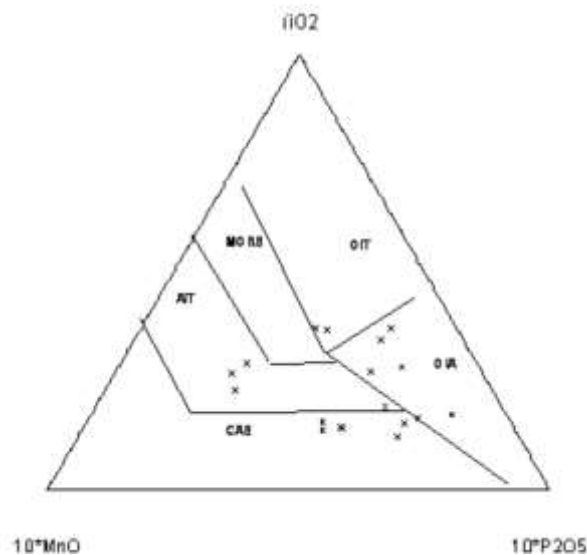


Рис. 21. Діаграма $TiO_2-10MnO-10P_2O_5$ [9, 36] для утворень нижньо-середньодевонської айритаської вапняково-вулканогенно-кременистої формації. Поля вулканітів: CAB – вапнисто-лужні базальти, IAT – толейти острівних дуг, MORB – базальти серединно-океанічних хребтів і океанічних морів, OIT – толейти океанічних островів, OIA – лужні базальти океанічних островів.

Рис. 22. Діаграма $Kf-SiO_2$ [19, 37] для утворень нижньо-середньодевонської айритаської вапняково-вулканогенно-кременистої формації. $Kf = ((FeO + Fe_2O_3) / (MgO + FeO + Fe_2O_3)) \times 100$

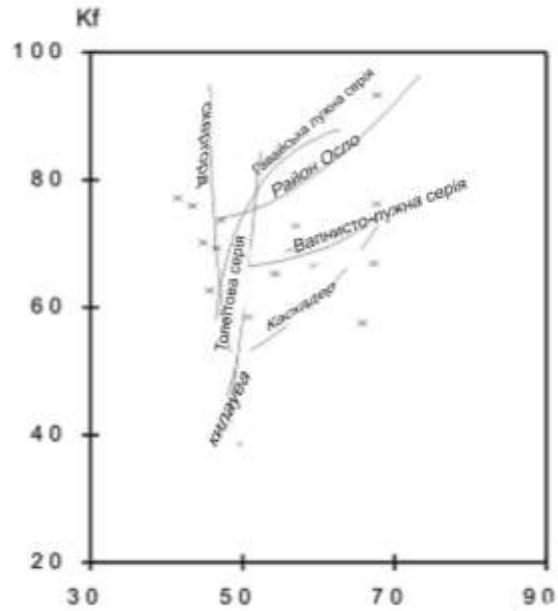
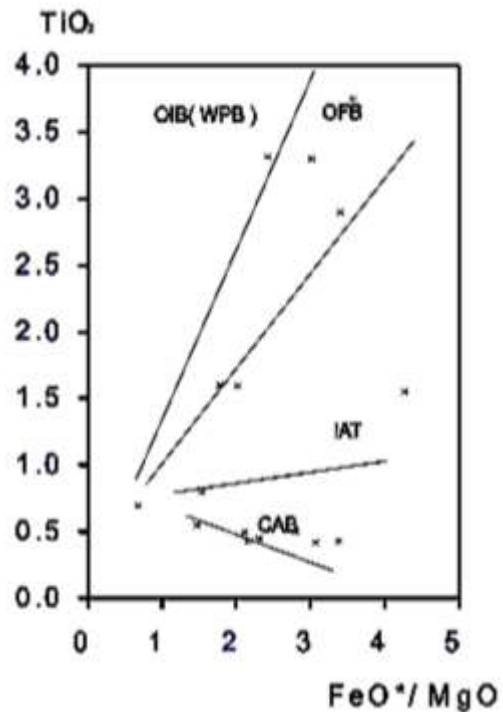


Рис. 23. Діаграма TiO_2-FeO^*/MgO [35] для утворень нижньо-середньодевонської айритаської вапняково-вулканогенно-кременистої формації. Поля вулканітів: ОІВ – базальти океанічних островів, WPB – внутрішньоплитні базальти, OFB – базальти океанічного дна, ІАТ – толеїти острівних дуг, САВ – вапнисто-лужні базальти.



Головними петротипами кременисто-карбонатної формації є кременисто-глинисті сланці з прошарками кременів і фтанітів, туфопісковики, вапняки. Вони часто перешаровані в приблизно однакових співвідношеннях. Горизонти вапняків, кременів і фтанітів не витримані за простяганням і фаціально заміщені іншими літологічними різновидами. Південніше цієї площі до головних членів формації треба зачислити вулканіти основного складу (Бородаєнко, 1973; Кириченко, 1981). Текстури порід тонкогоризонтальношаруваті і лінзоподібношаруваті. Другорядними членами формації є темно-сірі глинисті сланці, пісковики й алевроліти, плитчасті брекчієподібні та брекчієві вапняки, туфіти, вапнякові, вапняково-кременисті конгломерати і конгломерато-брекчії. Силіцити, переважно кремені й фтаніти, ширше розвинуті в нижній частині формації, а в верх по розрізу їхній об'єм зменшується. У верхній частині формації вапняки, зазвичай, чорні бітумінозні, доломітисті, уламково-детритові, глинисті, піскуваті. В нижній частині формації у вапняках переважають тонкошаруваті текстури і пелітоморфні структури. Ця формація подібна на неоген-четвертинний розріз геміпелагітів потужністю 360 м, розкритий на крайовому валі Японського жолоба свердловиною 436 [20, с. 163].

Кременисті породи і кремені утворюють лінзи й шари. Потужність шарів – від 1–2 до 3–5 см. Колір кременистих порід чорний, темно-сірий, коричневий, бурувато-коричневий, зеленкувато-сірий, ясно-сірий. Для них характерна плитчаста і тонкоплитчаста окремість, горизонтальна і слабка коса шаруватість, криптозерниста, інколи брекчієподібна структура. Кременистим породам і кременям властивий великий вміст кремнезему (80–96 %). Вміст вуглистої речовини у верхах формації інколи досягає 0,5–3,0 %. Догори розріз формації збагачений фтанітами і фтанітодами. Вміст інших компонентів кременистих порід визначений кількістю глинистих домішок, головно гідролуїтової й серицитової. За дрібними тріщинами окремість часто розвиваються оксиди і гідрооксиди заліза або пошарові жилки білого кварцу з уламками кременистих і карбонатних порід. Жовна кременів у вапняках мають явно діагенетичне походження. Яшмоподібні силіцити і халцедоніти хомогенного походження.

Кременисто-глинисті сланці темно-сірі й сірі на свіжому відколі, сірі з поверхні звітрювання. Вони мають тонкоплитчату окремість, завдяки якій під час удар молотка порода розпадається на тонкі плиточки. В породах наявні численні дрібні зерна піриту. Шаруватість тонких прошарків зумовлена різним співвідношенням різновидів: вуглецево-кременистих, вуглецево-глинисто-кременистих, кременисто-глинистих, карбонатно-глинистих, карбонатно-кременистих, кременистих. У кременистих сланцях інколи трапляються лінзочки пірокластичного матеріалу. Щодо складу, то у кременистих сланцях зафіксовано значні коливання SiO_2 , вміст якого часто є нижчим від 80 %. Породи пов'язані поступовими переходами зі слабкокременистими туфітами, у яких вміст вільного кремнезему в пелітоморфній складовій не перевищує 50 %. Водночас, зафіксовані різновиди, близькі до яшм, з високим вмістом SiO_2 і дуже висококременисті вторинні утворення типу мікрокварцитів.

Карбонатні породи в переважній більшості представлені масивними доломітистими уламковими вапняками. Вони мають ясно-сірий колір, зумовлений домішками вуглецевої речовини, брекчієподібні, брекчієві, уламково-детритові, криноїдно-моховаткові структури і тяжіють до верхів формації. До цієї частини розрізу тяжіють і піскуваті вапняки. Пелітоморфні, тонко- і криптозернисті тонкошаруваті вапняки переважають у низах формації. В них часто трапляються жовна й конкреції кременів і фтанітів.

Вулканогенні породи представлені базальтовими й андезибазальтовими порфіритами, туфами, туфітами, тефрогенними і вулканогенними породами різної розмірності. Загалом вони подібні між собою. Головними пороодоутворювальними компонентами туфів є уламки базальтових і андезибазальтових порфіритів, кристали плагіоклазів, піроксенів, рогової обманки, вулканічного скла. Переважають кристалолітокластичні різновиди туфів. В алевролітових і псамітових різновидах туфів і туфітів навіть за дуже інтенсивного вторинного перетворення зберігається уламкова структура. Порфірові базальти подібні на описані для нижньо-середньодевонської айритаської вапняково-вулканогенно-кременистої формації.

Визначені парагенетичні асоціації порід формацій сересуйського вулканогенно-кременистого СФК дають змогу стверджувати, що їхнє формування відбувалось у морському басейні. Геодинамічна обстановка СФК була складною, що зумовлено численністю джерел матеріалу, шляхами надходження його до басейну седиментації, типом вулканічної діяльності, особливостями підводного рельєфу й гідродинамікою.

За характером кременеутворення в сересуйському СФК виразно виявлений вертикальний ряд формацій. Геодинамічні реконструкції дають різні умови для різних хронологічних інтервалів, що відповідають петротипам формацій СФК. Якщо в силурійських формаціях переважають силіцити, туфосиліцити, не рідкість – яшми та яшмоподібні породи, то в нижньокам'яновугільній формації щораз частіше трапляються фтаніти, фтанітоїди і діагенетичні жовна кременів. Відомо, що фтанітоїдні формації утворюються на корі перехідного і континентального типу, на відміну від кременисто-сланцевих і вулканогенно-кременистих формацій, в яких домінують яшмоподібні й кременисті породи та кремені і які тяжіють до кори океанічного типу. Яшмоїдні глибоководні породи пов'язані з областями вулканізму. Ритмічній будові кременисто-сланцева і вулканогенно-кремениста формації завдячують періодичній експлозивній і фуमारольній діяльності. Джерело хемогенного кремнезему треба пов'язувати з ендегенними процесами в формі ексгальційно-гідротермальної діяльності. Підвідними каналами є конседиментаційні розломи, які існували в зоні зчленування континентальних і океанічних структур, або такі, що розділяють блоки з різним характером розвитку [20, 29]. Джерела кремнезему для яшмоїдних і фтанітоїдних порід різні. Суміщення цих джерел зумовило появу кременів і кременистих порід. Тобто диференціація джерел уже була відчутною в ранньому–середньому девоні, коли спорадично фіксують фтанітоїди і дуже поширені кременисті породи й кремені. Акцентованої виразності кремені та фтанітоїди набувають у ранньому карбоні. Наявність їх у вигляді жовен у нижньокам'яновугільній кременисто-карбонатній формації свідчить про збагаченість карбонатних порід силкатним матеріалом, який, швидше за все, є алотигенним для цього типу седиментації.

Порівняння петрохімічного складу базальтоїдів сересуйської кременисто-сланцевої (S) і вапняково-вулканогенно-кременистої (D₁₋₂) формацій дає такі результати: SiO₂ – 47,57 % проти 45,58; TiO₂ – 2,13 проти 2,75; FeO* – 11,48 проти 12,67; MgO – 5,24 проти 5,02; CaO – 7,42 проти 9,99; сума лугів – 5,53 проти 4,14; Ti – 18,76 проти 21,66; f – 18,68 проти 20,22; K_ф – 67,75 проти 70,48; K₂O/TiO₂ – 0,49 проти 0,42; Na₂O/K₂O – 12,64 проти 5,22. Силурійська сересуйська кременисто-сланцева формація має характеристики, які відповідають базальтам N-типу та T-типу серединно-океанічних хребтів [6, 18], що характеризують внутрішньоплитні океанічні умови толейтового магматизму. Вулканіти айритаської нижньо-середньодевонської вапняково-вулканогенно-кременистої формації наближаються за складом до базальтів E-типу серединно-океанічних хребтів або

базальтів широких окраїнних басейнів з незначним впливом зон субдукції. Значну групу становлять лужні олівінові базальти океанів (типу Гавайських або Азорських островів [6, 18, 21, 25]), які, як відомо, закономірно змінюють толеїтові базальти на склепінних вулканічних підняттях (палеогийотах). Петрохімічні характеристики вулканітів айритаської формації близькі для аналогічних утворень підняття Сангунтау в Тамдитау [3] або с. Чонкой у Південній Фергані [8].

Геміпелагічною седиментацією для СФК була глинисто-гідрослюдиста. Гідрослюди в сучасних океанах дослідники [15, 20, 24] вважають головним теригенним компонентом, який потрапляє в пелагіаль і утворює мули типу червоної глибоководної глини. Однак існує думка й про те, що гідрослюда є кінцевим продуктом катагенетичних перетворень монтморилоніту і змішаношаруватих фаз типу гідрослюда–монтморилоніт. Вони легко утворюються по основному вулканічному склу, що довели М. Хотін [30] на прикладі крейдової ефузивно-туфово-кременистої формації Камчатського мису та А. Гаврилов (1964, 1968) для ордовіцьких кременистих утворень Самарської зони Південного Уралу. У цьому разі не виключають [26] можливості часткового надходження гідрослюди з континенту [20]. З огляду на це, можна зробити припущення про порівняно активну вулканічну діяльність для силуру та раннього–середнього девону в сересуйському СФК. Циклічно-ритмічна будова пірокластичних і пірокласто-осадових утворень сересуйського СФК, імовірно, пов'язана з формуванням їх на схилах вулканів. Їхні породи парагенезиси схожі на тефротурбідити теригенно-кременисто-туфітової формації Озерної зони Монголії [29].

Отже, геодинамічні реконструкції, виконані для регіону, дають інформацію про те, що розвиток сересуйського вулканогенно-осадового СФК супроводжувався кремененагромадженням. Мала кількість чистих силіцитів пов'язана з порівняно малою концентрацією кремнезему в воді. В силури, на ранньому етапі, домінувала фонові глинисто-гідрослюдиста седиментація. Вона відбувалась на розчленованому рельєфі, частково сформованому завдяки вулканічній діяльності під час накопичення кременисто-сланцевої формації. На фонову седиментацію накладався ефузивний основний вулканізм. Він є джерелом кремнезему. Вверх по розрізу вертикального ряду формацій зменшуються глибина фацій та потужність пелітів, з'являються рифогенні утворення, збільшується кількість прошарків вапняків та потужність великозернистих тефрогенних порід. На середньому етапі, у ранньому–середньому девоні, щораз більшого значення набувала карбонатна седиментація з сублужним основним ефузивним і експлозивним вулканізмом. На пізньому етапі кременеутворення перероджувалося на фтанітоутворення, затушовувалося, ставало нібито залишковим і повністю поступалося місцем карбонатній седиментації. Загальна спрямованість процесу порушується й ускладнюється залежно від місцевих умов у межах локальних структур. Загалом ця тенденція така ж, як і для одновікових порід Туркестано-Алаю або Південного Уралу (Сакмарська і Магнітогорська зони) [27,28]. Формації цього СФК розвивалися на корі океанічного типу, яка з часом трансформувалась у кору перехідного типу. Цей СФК можна зіставити з утвореннями абісальної рівнини та континентального підніжжя океанічних акваторій. У ході аналізування кожної формації помічаються виразні латеральні ряди з одновіковими формаціями суміжних СФК.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Баженов М.Л.* Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир / М.Л. Баженов, В.С. Буртман. – М. : Наука, 1990. – 167 с.
2. *Бандурак Я.М.* Модель строения Северо-Восточной Ферганы (Кыргызстан) / Я.М. Бандурак, Л.В. Генералова, И.А. Ковальчук // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Матер. совещ. – М. : ГЕОС, 1998. – Т. 1. – С. 41–43.
3. *Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня / Ю.С. Бискэ. – СПб. : Изд-во СПб ун-та, 1996. – 192 с.
4. *Бискэ Ю.С.* Герциниды Ферганского хребта и смежных районов Южного Тянь-Шаня. / Ю.С. Бискэ, Г.С. Поршняков, Ю.А. Талашманов. – Л., 1982. – 128 с.
5. *Бородин Л.С.* Петрохимия магматических серий / Л.С. Бородин. – М. : Наука, 1987. – 262 с.
6. *Богатиков О.А.* Магматическая эволюция островных дуг / О.А. Богатиков, А.А. Цветков. – М. : Наука, 1988. – 248 с.
7. *Бухарин А.К.* Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня / А.К. Бухарин, И.А. Масленникова, А.К. Пятков. – Ташкент: Изд-во ФАН, 1985. – 152 с.
8. *Ванина Л.В.* Палеодинамика раннего палеозоя Южного Тянь-Шаня / Л.В. Ванина // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1990. – № 8. – С. 113–122.
9. Геодинамические реконструкции. Методическое руководство / С.С. Шульц мл., Ш.Э. Эргашев, В.А. Гвоздев. – Л. : Недра, 1991. – 144 с.
10. *Генералова Л.* Порівняння покривних структур Східних Карпат і Північно-Східної Фергани / Л. Генералова, О. Гнилко, І. Ковальчук // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 2001. – Вип. 15. – С. 152–158.
11. *Генералова Л.В.* О границе каледонид и герцинид в Северо-Восточной Фергане (Кыргызстан) / Л.В. Генералова, И.А. Ковальчук // Тектоника Азии: Матер. XXX тектон. совещ. – М. : ГЕОС, 1997. – С. 61–62.
12. *Добрецов Н.Л.* Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов / Н.Л. Добрецов // Геология и геофизика. – 1975. – № 2. – С. 11–25.
13. *Добрецов Н.Л.* Глобальные петрологические процессы / Н.Л. Добрецов. – М. : Недра, 1981. – 236 с.
14. Кыргызская ССР: Экскурсия 032 “Тектоника варисцид Тянь-Шаня” / А.Б. Бакиров, Г.С. Бискэ, В.С. Буртман [и др.]. – Фрунзе, 1984. – 74 с.
15. *Кеннет Дж.* Морская геология / Дж. Кеннет. – М.: Мир, 1987. – Т. 1. – 384 с.; Т. 2. – 397 с.
16. Классификация и номенклатура магматических горных пород. – М. : Недра, 1981. – 160 с.
17. Магматические горные породы. – М. : Наука, 1983. – Т. 1. – 368 с.
18. Магматические горные породы. – М. : Наука, 1987. – Т. 6. – 440 с.
19. Магматические формации СССР / В.Л. Масайтис, В.Н. Москалева, Н.А. Румянцева [и др.]. – Л. : Недра, 1979. – Т. 1. – 318 с.
20. *Мурдмаа И.О.* Фации океанов / И.О. Мурдмаа. – М. : Наука, 1987. – 304 с.
21. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей: Сб. науч. статей. – М. : Наука, 1987. – 336 с.

22. Резвой Д.П. Приразломные концентрические (овоидные) структуры Южного Тянь-Шаня как основа тектоники региона / Д.П. Резвой, А.В. Алексеенко, А.В. Ждан [и др.]. // Актуальные проблемы тектоники СССР. – М. : Наука, 1988. – С. 90–97.
23. Резвой Д.П. Концентрические структуры Ферганского хребта: Северная часть сейсмического профиля Тянь-Шань–Гималаи / Д.П. Резвой, А.В. Алексеенко, И.А. Марушкин // Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня. – М. : Наука, 1984. – С. 148–155.
24. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. – М. : Недра, 1989. – 294 с.
25. Тихоокеанская окраина Азии. Геология / Р.Ч. Селли. – М. : Наука, 1989. – 269 с.
26. Хворова И.В. Отложения островодужных систем / И.В. Хворова // Литология и полезные ископаемые. – 1987. – № 6. – С. 3–13.
27. Хворова И.В. Фации подводных гравититов // Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии / И.В. Хворова. – М. : Наука, 1989. – С. 37–58.
28. Херасков Н.П. Тектоника и формации. Избр. труды / Н.П. Херасков. – М. : Наука, 1967. – 404 с.
29. Хераскова Т.Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии / Т.Н. Хераскова // Тр. ГИН АН СССР. – 1986. – Вып. 386. – 248 с.
30. Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса (строение и положение в ряду других верхнемеловых формаций Камчатки) / М.Ю. Хотин // Тр. ГИН АН СССР. – 1986. – Вып. 281. – 196 с.
31. Шатский Н.С. Избранные труды / Н.С. Шатский. – М. : Наука, 1965. – Т. 3. – 348 с.
32. Irvine T.N. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks / T.N. Irvine, W.R. Baragar // Can. J. Earth Sic. – 1971. – Vol. 8. – P. 523–548.
33. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks / L.S. Jensen // Ontario Department of Mines. Miscellaneous. – 1976. – Paper 66. – P. 21.
34. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins / A. Miyashiro // Amer. J. Sci. – 1974. – Vol. 274. – P. 321–355.
35. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites / A. Miyashiro // J. Geol. – 1975. – Vol. 83. – P. 249–281.
36. Mullen E.D. MnO/TiO/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis / E.D. Mullen // Earth a. Planet. Sci Letters. – 1983. Vol. 62, N 1. – P. 53–62.
37. Osborn C.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magmas. / C.F. Osborn // Amer. J. Sci. – 1959. – Vol. 257, N 9. – P. 609–647.

Стаття: надійшла до редакції 20.03.2012
доопрацьована 06.10.2012
прийнята до друку 10.10.2012

**GEOGNAMIC RECONSTRUCTIONS
OF THE LOWER-MIDDLE PALAEOZOIC SERESUJSK
VOLCANOGENIC-SEDIMENTARY STRUCTURAL-FORMATIONAL
COMPLEX OF THE NORTH-EASTERN FERGHANA (TIEN SHAN)**

L. Generalova

*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*

Seresujsk volcanogenic-sedimental structural-formation of the Lower–Middle Paleozoic complex of the North-Eastern Ferghana includes three siliceous formations: seresujsk siliceous-plate formation of the Silurian, ajrutashsk limestone-volcanic-siliceous formation of Middle Devonian, karacolsk siliceous-limestone. formation of the Lower Carbon. Substance, textural and petrochemical peculiarities of the rocks of formations were investigated. It is possible to conclude that this formation appeared on the oceanic crust, which eventually were transforming to the crust of passage type. Creation of these formations we can compare with geodynamical conditions of the abyssal plain and continental foot.

Key words: North-Eastern Ferghana, Tien-Shan, volcanic-sedimentary complex, structural-formational complex, formation, volcanic rocks, basalts, siliceous rocks

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ
НИЖНЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО
СЕРЕСУЙСКОГО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО
СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОГО КОМПЛЕКСА
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ФЕРГАНЫ (ТЯНЬ-ШАНЬ)**

Л. Генералова

*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*

Нижне-среднепалеозойский сересуйский вулканогенно-осадочный структурно-формационный комплекс (СФК) Северо-Восточной Ферганы включает три кремнистые формации: силурийскую сересуйскую кремнеisto-сланцевую, нижне-среднедевонскую айрыташскую известняково-вулканогенно-кремнеистую, нижне-каменноугольную каракольскую кремнеisto-карбонатную. Изученные вещественные, текстурные и петрохимические особенности пород формаций делают возможным сделать вывод, что он развивался на коре океанического типа, которая со вре-

менем трансформувалась в кору переходного типу. Образования СФК можна сопоставить с геодинамическими обстановками абиссальной равнины и континентального подножья океанических бассейнов.

Ключевые слова: Северо-Восточная Фергана, Тянь-Шань, вулканогенно-осадочный комплекс, структурно-формационный комплекс, формация, вулканиты, базальты, силициты.

