

Рис. 3. Поле деформаций: а - ϵ_1 ось удлинения; б - ϵ_2 промежуточная ось; в - ϵ_3 ось укорочения

Сдвиговий тип поля так же фіксується в ряду учасків регіону. Наприклад, на юге от города Кениеба, а также в районе западнее поселка Сансамба (см. рис. 3 а). Эти участки по нашему мнению не перспективны.

Библиографический список

1. Харьков А.Д., Квасница В.Н., Панов Б.С. Многоликий алмаз. – Донецк:, РИО областного управления по печати, 1993. – 192 с.
2. Григорьев В.М., Долгинов Е.А., Поникаров В.П. и др. Геология и полезные ископаемые Африки. - Москва: Недра, 1990. – 415 с.
3. Carte realisee par le Laboratoire de Geeology dynamique St.-Jeraul Marseille en collaboration avec la Direction Natonale de Geologie et des Mines du Mali imprimerie de l'Hexagone-Aix. M 1:200 000, 1987.
4. Гущенко О.И. и др. Поля напряжений и деформаций в литосфере. - М.: Наука, 1979. – 255 с.
5. Гущенко О.И., Гущенко Н.Ю., Мострюков А.О., Кузнецов В.А., Сергеев А.А., Петров В.А., Ильин А.В., Расцветаев Л.М., Тверетина Т.Ю., Сим Л.А., Корчемагин Д.М., Васильев Н.Ю., Дудник В.А., Корчемагин В.А. Тектонический стресс-мониторинг и поля напряжений Причерноморского региона. // Наукові праці ДонНТУ. Серія горнічо-геологічна. – 2001. - Випуск 32. – С. 104-118.

© Корчемагин В.А., Панов Ю.Б., Павлов И.О., Уколов В.Д., 2008

УДК 553.434:551.31/35 (477.86)

Інж. КОСТЮК О.В., канд. геол.наук ГЕНЕРАЛОВА Л.В., інж. ХОМ'ЯК Л.М.,
інж. БОГДАНОВА М.І (Львівський національний університет ім. Івана Франка)

РЕЧОВИННІ ОСОБЛИВОСТІ МІДИСТИХ ВЕРХНЬОКРЕЙДОВО-ЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ СКИБОВИХ КАРПАТ ТА ЇХНЯ СТРУКТУРНА ПОЗИЦІЯ

Вивченням міденосності Прикарпатської міденосної зони Української міденосної провінції з точки зору аналізу речовинного складу зруденіння, літолого-фаціальних умов рудовмісних відкладів, геохімічної обстановки середовища мідного мінералоутворення займалися Д.П.Бобровник [1], Г.Д.Досін [2], В.О.Хмелевський, І.П.Мудрик [3] М.Д.Петруняк, В.Г.Кардаш [4], Д.П.Хрушов, Ю.А.Нечаєв [5], О.О.Щербак [6]. Однак літологічні та структурно-тектонічні критерії, сприятливі для локалізації стратиформного мідистого зруденіння у флішоїдах, не знайшли відображення у їхніх працях. Ми спробували спрямувати наші зусилля на вивченні

структурної позиції стратиформних мідистих пісковиків та сланців крейдово-палеогенових верств Скибової зони Українських Карпат.

Верхньокрейдово-еоценові флішоїдні товщі Скибової зони Українських Карпат мають загальну потужність більшу за 2000-3000 м [7-9]. Вони характеризуються літотипами дрібно-, середньо- і крупнозернистих турбідитів [10-11] та (або) грейнітів [11-13].

Мідисте зруденіння зустрічається на різних стратиграфічних рівнях розрізу Скибової зони у строкатоколірних горизонтах дрібнозернистих турбідитів та контуритів стрийської, ямненської (яремчанський горизонт), манявської та бистрицької світ. Просторово воно тягнє до межиріччя Стрий - Дністер та середньої течії р. Прут (рис. 1).

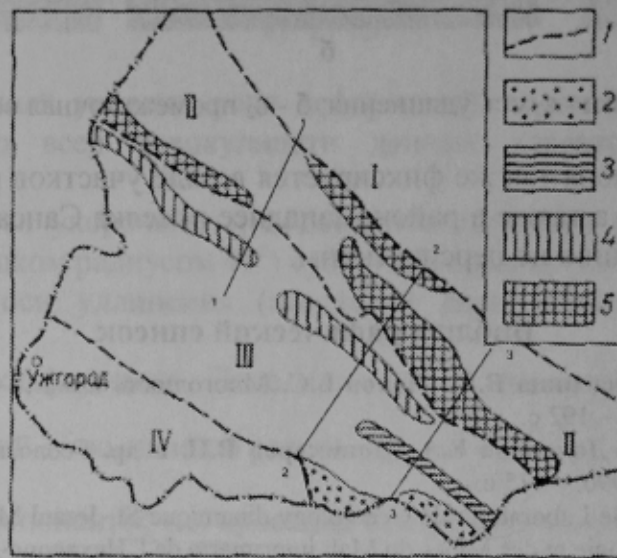


Рис. 1. Схема розміщення міденосних відкладів Українських Карпат за Наркелюном [14] з доповненнями [9]: 1 – межі основних тектонічних зон; 2 – докрейдові мідно-колчеданні прояви;

3–5 мідисті пісковики і сланці: 3 – крейдові, 4 – палеогенові, 5 – неогенові; I – Східноєвропейська платформа, II – Передкарпатський крайовий прогин, III – Складчасті Карпати, IV – Закарпатський внутрішній прогин. Розломні структури: 1-1 – Стрийський, 2-2 – Тячівсько-Надвірнянський, 3-3 – Трансільвансько-Чернігівський (Рахівсько-Тисенський)

Його літолого-фаціальні особливості та речовинний склад руд є типовими для строкатоколірних горизонтів Скибової зони, які мають характерні загальні риси мідепроявів. Вони встановлені нашими і попередніми роботами:

1. Мідисте зруденіння локалізується у червоно-зелених строкатоколірних горизонтах. Седиментологічні риси зелених дрібнозернистих пісковиків, алевролітів, аргілітів характеризуються елементарним циклітом Боума, який охоплює інтервали (AB)CD та (або) CDE, і є турбідитом. Червоні дрібнозернисті алевроліти та аргіліти мають ознаки контуритів та пелагітів.

2. Максимальний вміст мідьвмісних мінералів спостерігається на межі елементів (AB)CD зелених дрібнозернистих турбідитів та червоних пелагітів (контуритів).

3. На кількість міді у проявах мідної мінералізації впливає сортованість порід. Чим краще сортована порода, тим менше вона містить міді.

4. Тонкий та лінзовидний характер чергування турбідитів та пелагітів (контуритів) характеризується вищим вмістом міді.

5. Широке площинне поширення червоно-зелених строкатоколірних горизонтів з мідною мінералізацією свідчить про приуроченість її до певних стратиграфічних горизонтів і про стратиформний характер зруденіння.

6. Переважна локалізація халькопіриту у цементі кластогенних елементів цикліту Боума не виключає позаосадовий, вірогідніше, ексгальційний (гідротермальний) його генезис.

7. Крім стратиформного характеру мідна мінералізація має лінійні зони вторинного окислення (малахіт, азурит, окисли мангану). Вони приурочені до зон розломів (в тому числі до субзгідних тріщин часто з дзеркалами ковзання). Сюди слід віднести мідне зруденіння крутопадаючих верств (аргілітів). Чим більша дислокованість потенційно міденосних порід, тим більший вміст у них мідьвмісних мінералів.

8. Карбонатність [15] і мідьвмісність мають обернено пропорційну залежність. При збільшеності карбонатності зменшується вміст мідистих мінералів.

9. Вміст органічних речовин і мідистих мінералів мають прямо пропорційну залежність. Органічна речовина при діагенезі зумовлює вірогідність редукції сульфатів на сульфіди, що консолідує мідь (і свинець, і цинк, і залізо) у сульфідній формі [16, 17]. Хоча є інші тлумачення.

10. Седиментологічні риси літотипів, у яких спостерігаються максимальні концентрації мідьвмісних мінералів, дають змогу проаналізувати батіальні умови палеобасейну. Глибина була більшою за критичну глибину карбонатнагромадження і наближалась до глибин підніжжя континентального схилу.

11. Серед мідних мінералів строкатоколірних горизонтів Скибової зони відмічено послідовне виділення таких мінералів: (пірит) + халькопірит → борніт → → халькозин → ковелін. Серед вторинних мінералів переважають малахіт та азурит. Пірит, халькопірит та халькозин трапляються у цементі уламкових вапняків, пісковиків та алевролітів у вигляді рудного пилу, який може бути рівномірно поширеним по усій породі або утворює сфероїдальні виділення і (або) розсіянні вкраплення. Концентрації мідистих мінералів залежать від типу цементації. Максимальний їх вміст характерний для пористого типу (прикладом є мідне зруденіння у пористих слабозцементованих алевролітах на п. Річка). Крім вкрапленого мідистого зруденіння є прожилкове (по тріщинах, поблизу тектонічних порушень). Зустрічаються псевдоморфози халькопіриту за органічними рештками [18, 19].

Загальна позиція мідистого зруденіння не виключає полігенно-поліхромний генезис мідистих мінералів.

Локалізація мідистого зруденіння у Скибових Карпатах має чіткий структурний контроль. Він проявлений через наявні структурні парагенезиси: тріщини, складки в'язкої течії (загортюши-роли), флексури та флексуроподібні вигини, кінкбанди, тощо.

Карпатська сигмоїда [20] на українському інтервалі характеризується як мінімум двома крупними поперечними розривними структурами. Це - Стрийський та Тячівсько-Надвірнянський розломи [9], які геофізичними методами чітко відбиваються у фундаменті Українських Карпат і активно впливають на структурні парагенезиси крейдово-палеогенових товщ, зокрема, Скибової зони Українських Карпат.

Польові дослідження, метою яких була реконструкція палеотектонічних полів напружень, проводились у верхів'ях та середній течії р. Стрий та в середній течії р. Прут і р. Чорна Тиса. Результати замірів оброблені за методом кінематичних побудов М.В.Гзовського та класифікаціями деформаційних режимів Е.М.Андерсона, С.І.Шермана, О.Б.Гінтова [21].

Вивчення геологічних і аналіз оригінальних матеріалів дало змогу виділити структурні парагенезиси морфогенетичних типів тектонічних порушень

характеристичних для різних скиб, лусок та їхніх частин, зокрема у Скибовому покриві. В тилівій частині лусок (і скиб), як правило, фіксуються розсувний, розсуво-зсувний, зсуво-скидовий і скидовий морфогенеричні типи порушень, яким відповідають типи полів напруження.

Ближче до середньої (щитової) та фронтальної частин лусок (скиб) встановлено підкиди, підкидо-зсуви і тільки епізодично скиди та скидо-зсуви. Відповідно до розривних деформацій розвиваються підкидовий і підкидово-зсувний поля напружень.

Однак, відмінними є не лише структурні парагенезиси тилівих і фронтальних частин лусок та скиб Скибового покриву, розрізняються також структурні парагенезиси полів локальних напружень, наближених до зон поперечних розломів і віддалених від них. Зокрема при наближенні до Тячівсько-Надвірнянського розлому часто відзначаються чергування скидо-зсувів та підкидо-зсувів з відповідними зсувним і підкидо-зсувним полями напружень. Хоча саме тут частіше трапляються розсувні та розсуво-зсувні морфогенетичні типи порушень і відповідні поля напружень.

Статистичний аналіз осей головних нормальних напружень, який отриманий за аналізом розривів, орієнтуванням осей складок, осей складок-загортишів, флексур та кінк-структур для району середньої течії р. Прут (сmt. Микуличин – с. Дора) дає такі результати: де $\sigma_1 - 168-164^\circ \square 4-8^\circ$; $\sigma_2 - 272-330^\circ \square 72^\circ$; $\sigma_3 - 286-280^\circ \square 22-20^\circ$ і свідчить про зсувний тип поля напружень. Субмерідиональне зтискання орієнтовано субпаралельно напрямку головного зсуву. Субширотний розтяг близький, але орієнтований під кутом $15-30^\circ$ до простягання стратифікованих порід лусок Орівської скиби і осей складок. За О.Б.Гінтовим, у до-, со- та постскладчасті епохи осадових порід регіону пережили попеременно змінні напруження горизонтального та ортогонального орієнтувань, і лише головна фаза формування Складчастих Карпат супроводжувалась зтиском по азимуту 40° при коефіцієнті Лоде-Надаи, близькому до -1 [21].

Статистичний аналіз замірів шаруватості, шарнів складок (в тому числі складок-загортишів), елементів розривної тектоніки та структурний аналіз геологічних карт масштабу $1:100000$ і $1:50000$ дає змогу зазначити, що зсувний тип поля напруження є домінуючим на ділянці дослідження по обидва береги р. Прут між сmt. Микуличин – м. Яремча – с. Дора – с. Делятин. Приуроченість до цієї ділянки Трансільвансько-Чернігівської наскрізної структури [22] не виключає, що вона, принаймні, з крейдового часу проявляла себе, як зсувна зона, яка значною мірою впливала на формування складчасто-покровних ансамблів Скибової зони і Складчастих Карпат в цілому.

Стрийська розломна структура за нашими даними має мезоструктурні парагенезиси правого зсуву.

Якщо це так, то зсувні зони в процесі свого становлення супроводжуються формуванням структур розтягу (зсувів-розсувів вищих порядків, рифтогенних зон, дуплексів). Їхня довга вісь орієнтована під гострим кутом близько 45° до структурної лінії центральної зони зсуву, а форма апроксимується трьохосним еліпсоїдом і є лінзовидно-лінійною, Z-, S-подібною. Структури розтягу охоплюють значні ділянки ромбоєдричних обрисів з лускуватим віялом пологих насувів на її закінченні, які мають субкарпатські елементи. Ортогонально до орієнтування довгої осі, тобто субпаралельно короткій осі дуплексів, проявляються плікративні зсувні дислокації у вигляді флексурних та аксиноклінальних форм. В басейні р. Прут дуплекси Трансільвансько-Чернігівської наскрізної структури за просторовим розміщенням співпадають (або конформні) з ділянками локалізації мідьвмісних відкладів Скибової зони. Дзеркально подібні структурні парагенезиси спостерігаються для межі річчя Стрий і Дністер.

Структури розтягу тут є похідними від локальних полів напруження Стрийської зсувної зони.

Ми припускаємо, що структури розтягу контролювали локалізацію (і надходження) мідьвмісних мінералів. В палеогеографічному аспекті вони були депресійними ділянками рельєфу, куди були спрямовані турбідитні та контурні палеопотоки. Наявність складок-загортисів є вагомою ознакою на користь того, що середовище седиментогенезу перебувало у постійно напруженому деформаційному стані. Цей стан сприяв хорошій проникливості структур розтягу і надходженню ексгалаційних рудних розчинів, які тут же консервувалися. Самі структури розтягу при цьому відігравали роль пасток, які перешкоджали розсіюванню рудної речовини. Цьому сприяли повільні темпи акумуляції (гемі)пелагічних осадів, особливо, при наявності контурних течій [23, 24]. Не виключається однак, що за умов епізодичного швидкого осадконагромадження гідротерми розвантажувалися в товщі осадів, обумовлюючи випадіння в них сульфідів і їхню збереженість у відновному середовищі. Непрямою, однак, суттєвою ознакою щодо локалізації зруденіння у дуплексах є ступінь дислокованості розрізу та його карбонатність: чим більша дислокованість породи, тим менша її карбонатність і тим вищий вміст мідистих мінералів.

Таким чином, структурний фактор є одним із вирішальних факторів локалізації мідистої мінералізації. Його вплив є відчутним в усіх строкатоколірних горизонтах крейдово-палеогенового розрізу Скибової зони Українських Карпат.

Бібліографічний список

1. Бобровник Д.П. Минералы меди в миоценовых отложениях Предкарпатского прогиба // Вопросы минералогии осадочных образований. - Львов: Изд. Львовского государственного университета, 1954. - Кн. 1. - С. 49-57.
2. Досін Г.Д. Мідна мінералізація в еоценових відкладах Українських Карпат // Геологічний журнал. - 1965. - № 2. - С. 102-103.
3. Хмелевский В.А., Мудрык И.П., Петруняк М.Д. О медной минерализации в яремчанском горизонте нижнего палеоцена Оровской скибы // Минералогия осадочных образований. - 1969. - Вып. 2. - С. 40-50.
4. Петруняк М.Д., Кардаш В.Т. О признаках меденосности осадочной толщи Восточных Карпат // Доповіді АН УРСР. Серія Б. - 1977. - №5. - С. 8-10.
5. Хрущов Д.П., Нечаев Ю.А., Кардаш В.Т. Медное оруденение стратифицированного типа в отложениях, парагенетически связанных с соленосными формациями. - Киев: АН УССР, Институт геохимии и физики минералов, 1977. - 47 с.
6. Щербак А.А. Геохимия микроэлементов в меденосных мел-неогеновых пестроцветных отложениях юго-восточной части Украинских Карпат и Предкарпатья: Автореф. канд. дис. - Львов: Західукргеологія, 1988. - 24 с.
7. Буров В.С., Вишняков И.В., Глушко В.В. и др. Тектоника Украинских Карпат / Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1:200 000. - Киев: Наукова думка, 1986. - 156 с.
8. Вялов О.С., Гавура С.П., Даныш В.В. Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. - Київ: Наукова думка, 1988. - 204 с.
9. Колодій В.В., Бойко Г.Ю., Бойчевська Л.Е. та ін. Карпатська нафтогазоносна провінція. - Львів-Київ: ТОЗ "Український Видавничий центр", 2004. - 390 с.
10. Vostra A. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. - Amsterdam-New York: Elsevier publ. Comp., 1962. - 168 p.
11. Обстановки осадконакопления и фации. - Москва: Мир, 1990. - Т. 2. - 352 с.
12. Лидер М. Седиментология. Процессы и продукты. - Москва: Мир, 1986. - 440 с.
13. Кеннет Дж. Морская геология. - Москва: Мир, 1987. - Т.1. - 384 с.; Т. 2. - 397 с.
14. Наркелюн Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И. Мидистые песчаники и сланцы мира. - Москва: Недра, 1983. - 414 с.
15. Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. - Москва: Изд-во Москв ун-та, 1964. - 309 с.
16. Самойлов Я.В. Биолиты. - Ленинград: Изд-во Знамя Победы, 1929. - 30 с.

17. Хмелівський В.О., Костюк О.В., Мазур А.А., Мудрик І.П. Нові дані щодо геохімії мідного зруденіння флішу Скибової зони Карпати // Вісник Львівського університету. Серія геологічна. - 2002. - Вип. 16. - С. 137-143.
18. Костюк О.В., Костенко А.І. Роль біогенного чинника в утворенні мідної мінералізації флішових відкладів Карпат // Мінералогічний збірник. - 2002. - № 52, вип. 1. - С. 130-136.
19. Костюк О.В. Про формування сульфідів у мідистих відкладах Скибових Карпат // Вісник Львівського університету. Серія геологічна. - 2004. - Вип. 18. - С. 154-164.
20. Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса Карпаты-Кавказ-Памир. - М.: Наука, 1990. - 167с.
21. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформации земной коры Украины. - К.: «Феникс», 2005. - 572с.
22. Семенюк М.П. Трансильвансько-Чернігівська накрізна структура // Вісн.Київ.ун-ту. - 2004. - Вип. 31-32. - С.48-49.
23. Мурдмаа И.О. Фации океанов. - Москва: Наука, 1987. - 304 с.
24. Романовский С.И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. - Ленинград: Недра, 1985. - 263 с.

© Костюк О.В., Генералова Л.В., Хом'як Л.М., Богданова М.І., 2008

УДК 624.131.1

Студ. КРАВЧЕНКО Е.Н., канд. геол.-мин. наук АЛЕХИН В.И. (Донецкий национальный технический университет)

ЗОНЫ НИЗКОЙ ПЛОТНОСТИ ГРУНТОВ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СТРОИТЕЛЬСТВА НА ПРИМЕРЕ АЭРОПОРТА ГОРОДА ДОНЕЦКА

Выявление зон низкой плотности грунтов необходимо при проектировании и строительстве различных сооружений и промышленных объектов. Человек всегда будет стремиться обезопасить свою жизнедеятельность от негативных и опасных природных явлений.

Зоны низкой плотности грунтов часто связаны с активными разломами или с разрывными нарушениями, составляющими зоны таких разломов. Такие структуры могут оказать негативное воздействие на участки техногенных объектов. Зоны низкой плотности грунтов могут быть связаны также и с такими структурными элементами, как складки, участки с повышенной трещиноватостью и рассланцеванием. В пределах влияния таких структур в грунтах снижаются прочностные свойства грунтов, наблюдается более активная циркуляция подземных вод. Все эти явления могут привести к деформациям промышленных сооружений, а в отдельных случаях и к полному их разрушению [1].

Обычно перед строительством объекта проводятся детальные инженерно-геологические исследования территории при помощи плотной сети разведочных скважин. Буровые работы проводятся с целью отбора проб для определения физико-механических характеристик грунтов, выяснения геологических особенностей участка и установления уровня подземных вод. Из пробуренных скважин отбираются пробы с ненарушенной структурой, по которым проводится комплекс лабораторных исследований по определению ряда физико-механических параметров.

Целью данной работы является выявление участков низкой плотности грунтов на территории летного поля аэропорта Донецка и определение их природы.

Новизна работы заключается в комплексном анализе геологических, геофизических, инженерно-геологических и дистанционных данных, что дает