

2) Наявність таких мантійних ксеногенних мінералів як піроп, високохромисті хромшпінеліди, хроміт, олівін з підвищеним вмістом нікелю та ксенолітів перидотитів свідчать про те, що вихідна магма олівінових мельтейгітів зароджувалась на глибинах близьких до формування кімберлітових магм і ці породи, серед виявлених на теперішній час, разом з іншими подібними проявами (Городницький і Глумчанські) є найбільш глибинними магматитами Новоград-Волинського блоку II порядку. Це вказує на можливість присутності в межах блоку інших продуктів верхньої мантії, якими можуть бути різні види сублужних і лужних лампрофірів.

3) Вивчення інших проявів лужно-ультраосновного магматизму можливе на північно-східному і південно-західному продовженнях Болярського розлому за умови виконання там детальних наземних магніторозвідувальних робіт масштабу 1:2 000 і крупніше.

Подяки. Автори дякують за співробітництво В.В. Дроздецькому, який у свій час виокремив магнітну аномалію при завірці якої була виявлена Болярська інтрузія, за надані консультації С.Г. Кривдіку, який першим виконав петрографічну ідентифікацію досліджуваних порід як лужно-ультраосновних магматитів, а також С.М. Цимбалу і Г.Г. Павлову за численні поради і консультації.

1. Баран А.М., Дроздецький В.В., Гейко Ю.В., Кривдик С.Г. Оцінка ефективності детальних наземних магніторозвідувальних робіт на прикладі геологічної будови Глумчанської ділянки (Волинський мегаблок УЩ) // Вісник Київського університету. Геологія. – 2011. – Вип. 53. – С. 42–49. 2. Гейко Ю.В., Приходько В.Л., Цимбал С.М., Баран А.М. Лужно-ультраосновні породи Новоград-Волинської площі та їх ймовірний зв'язок з кімберлітовим магматизмом // Коренные и россыпные месторождения алмазов и важнейших металлов: Тез. докл. междунар. научно-практ. конф., Симферополь-Судак, 15–21 сент. 2008 г. – Симферополь, 2008. – С. 13–15. 3. Дубина О.В., Кривдик С.Г. Эффект Core в петрологии магматических пород // Минералогический журнал. – 2010. – Т. 32, № 4. 4. Кривдик С.Г., Цимбал С.Н., Гейко Ю.В. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм северо-западной части Украинского щита как индикатор кимберлитобразования // Минералогический журнал. – 2004. – Т. 26, № 1. 5. Фомин А.Б. Геохимия ультрабазитов юго-западной части Украинского щита. – К., 1979. 6. Цимбал С.Н., Гейко Ю.В., Кривдик С.Г., Баран А.Н., Цимбал Ю.С. Болярковская интрузия щелочно-ультраосновных пород (северо-запад Украинского щита) // Актуальные проблемы Беларуси и смежных территорий: Труды междунар. науч. конф., Минск, 8–9 дек. 2008 г. – Минск, 2008. – С. 35–40. 7. Цимбал С.Н., Шумлянський Л.В., Богданова С.В., Биллстрем Ш. Щелочно-ультраосновные породы северо-запада Украинского щита: возраст, изотопия, геохимия // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность: Междунар. совещание, Донецк, 10–16 сент. 2007. – К., 2007. 8. Цимбал С.Н., Щербатов И.Б., Кривдик С.Г., Лабузный В.Ф. Щелочно-ультраосновные породы Городницкой интрузии (северо-запад Украинского щита) // Минералогический журнал. – 1997. – Т. 19, № 3. – С. 61–80. 9. Tsybal S.N., Kryvdik S.G., Tsybal Yr.S., Geiko Ju.V., Baran A.N. Mineralogy of alkaline ultrabasic rocks in Bolyarka intrusion (North-Western area of the Ukrainian Shield) // Geochemistry of magmatic rocks: XXVI International conference school "Geochemistry of alkaline rocks", Moscow, Russia, May 11–15, 2009. – alkaline09.narod.ru.

Надійшла до редколегії 30.03.11

УДК 551.243;552.3(477)

О. Ремезова, канд. геол. наук, докторант

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНІЧНІ ФАКТОРИ УТВОРЕННЯ ТИТАНОНОСНИХ МАСИВІВ ГАБРО КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. С.Є. Шнюковим)

Розглянуто приуроченість масивів титаноносних габроїдів до систем розломів Українського щита, зроблено висновок про провідну роль діагональної системи у становленні габроїдних інтрузій та відзначено роль ортогональної системи у формуванні тіл пізньої генерації та проявів постмагматичних флюїдів, які визначають певну геохімічну спеціалізацію інтрузій.

The papers deals with association of titanium-bearing gabbroidic intrusions with systems of faults of the Ukrainian shield the conclusion about leading hand of diagonal system of faults in formation of gabbroidic intrusions and the role of orthogonal system of faults in formation of massifs of latest generation and certain geochemical specialization of intrusion was noted.

В межах Коростенського плутону розташовано кілька титаноносних масивів габро. З ними пов'язані корінні родовища титанових руд, серед яких найбільше Стремигородське родовище (30,8 % запасів титану СНД). Титаноносні інтрузії приурочені до кількох систем розломів, розвиток та роль яких у становленні структурного плану Українського щита(УЩ) була різною. **Метою** даної статті було висвітлення ролі систем розломів у становленні титаноносних масивів габро та розподілу зруденіння в них. Слід зазначити, що розташування титаноносних габроїдних масивів поблизу розломів визначає як будову самих інтрузій, так і поширення титанової мінералізації в них. Автором під час роботи в Житомирській геологічній експедиції було досліджено та випробувано ряд титаноносних інтрузій габроїдів(Федорівська, Кропивенківська, Граби – Меленівська, Поромівська та ін.), складено кадастр родовищ і рудопроявів титану і фосфору в межах Коростенського плутону. В деяких з досліджених тіл спостерігається прямий зв'язок поширення титанової мінералізації з розташуванням поряд розломом(наприклад, це властиве для Юрівського масиву). В інших перспективних об'єктах, розташованих поблизу тектонічних зон виявлено зміщення окремих блоків по розломах та здійснення, що обумовило складну форму геологічних покладів. При проведенні останніх досліджень з оцінки перспектив виявлення корінних титанових руд в Коростенському плутоні (90–і рр. XX ст.) перевага надавалась дослі-

дженню концентричних структур(структур зсуву, котіння і скручування) [11,12], однак гіпотеза про зв'язок з ними титанової мінералізації не підтвердилася. Тому **проблемою** залишається вивчення взаємозв'язку поширення титаноносних інтрузій з розташуванням елементів тектонічної будови. Дослідження цих питань є актуальним, оскільки існують перспективи виявлення корінних титанових руд в межах Українського щита. де розривні порушення обумовлюють форму геологічних тіл, обводнення родовищ та інші їх характеристики, знання яких необхідне для освоєння цих об'єктів у майбутньому.

Аналіз публікацій. Уявлення про розломи УЩ та їхню роль у створенні рудоносних структур пройшли тривалий розвиток впродовж XX та початку XXI століть. Першою тектонічною схемою УЩ вважають схему магмотектоніки Української кристалічної плити, складену Д.М. Соболевим у 1936 р. На ній основна увага приділялась показу складчастих структур, які виникли в епохи діастрофізму та відповідних їм магматичних утворень. Він звернув увагу на північно-західне простягання складчастості у бугитах і утвореннях дніпровського діастрофізму, а найбільш пізні дислокації проявляли себе лише у вигляді розломів. З розломами він пов'язував утворення інтрузій габроїдів та рапаківі [13]. М.П. Семеновенко склав у 40–і роки тектонічну схему, де також розвиваються уявлення про розломи, що виникли після складчасто-інтрузивних систем та з якими пов'язане

укорінення великих плутонів габро-лабрадоритів, рапаків та коростеньських гранітів на Волині та в районі Сміла – Миргород, а також утворення лужних порід Приазов'я. Однак на карті ці розломи не були показані [10].

В.Г. Бондарчук виділяв в структурі УЩ три послідовно оформлені частини: Дніпровсько-Бузьку складчасту, Криворізьку (Саксаганську) складчасто-інтрузивну і Овруцьку зони. Він звернув увагу на те, що сучасна структура щита – це типова блокова структура. Окремі блоки мають дуже складну внутрішню будову. Ці блоки були переміщені на різних рівнях зрізані денудацією. В.Г. Бондарчук пов'язував утворення масивів основних і ультраосновних порід з потужними вулканічними проявами, що відбулись на перших етапах геосинклінального розвитку. Ним же відзначені найдревніші ранньопротерозойські утворення меридіонального та субширотного простягань – Криворізький, Богуславсько-Первомайський, Житомирський та ін. з виникненням яких відбулась перебудова структурного плану тектонічного фундаменту. Вперше було показано зв'язок тектоніки з процесами магматизму, осадконакопичення, складкоутворення [1].

На основі матеріалів геолого-геофізичних досліджень 1955–65 рр. І.І. Чебаненко склав схематичну карту розломної тектоніки України, на підставі якої були зроблені висновки: серед регіональних порушень переважають прямолінійні форми розломів; середня довжина зон коливається в межах 100–250 км; ширина – в межах десятків метрів до десятків кілометрів. Також відзначено, що кути падіння зон є кривими – 60–80°, інколи вони розташовані майже вертикально. Також він виділив 8 систем розломів: дві- I категорії (35–45° та 305–315°), чотири- II категорії (15–25°, 65–70°, 280–290°, 335–340°) та дві- III категорії – (0–180° та 90–270°) [17, 18]. Г.І. Каляев в основі структурно-тектонічного районування УЩ використав поділ розломів на різні категорії, виходячи з того, яку структурно-історичну роль відігравав той чим інший розлом. Таких категорій чотири: 1) ранньогосинклінальні конседиментаційні глибинні розломи; 2) розломи, які виникли в орогенні та пізньоорогенні етапи і походження яких пов'язане з формуванням гранітних тіл, 3) розломи, утворені в умовах стійкої платформи і 4) пізні розломи, які утворились в умовах завершеної складчастості. Ці розломи створюють поділ УЩ на тектонічні блоки різних порядків. Автором до найбільш древніх ранньодокембрійських розломів віднесені розломи глибинного закладення – Суцано-Пержанський, Прип'ятський. Брусилів-Заліський. До середньо протерозойського часу належать, за його уявленнями, регіональні розломи переважно північно-східного простягання, до верхньопротерозойських – розломи, що утворили Овруцьку структуру [6].

Пізніше уявлення про системи розломів були розвинуті іншими дослідниками. К.Ф. Тяпкін та В.М. Гонтаренко виділили 6 систем розломів в межах УЩ: 0 і 270°, 17 і 257°. 35 і 305°. 45 і 315°, 62 і 332°, 77 і 247°. Ними була встановлена роль систем розломів в утворенні докембрійських геологічних формацій та показана єдність просторових закономірностей розміщення розломних структур на УЩ, Балтійському щиті, Воронежському масиві, Анабарському щиті, на Уралі та Кавказі. Вони ж запропонували таку послідовність виникнення систем розломів:

1. 35 і 305°
2. 45 і 315°
3. 62 і 332°
4. 77 і 247°
5. 0 і 270°
6. 17 і 257° [14].

Л.С. Галецький та ін. на території України виділили геодинамічну систему з трьох наскрізних широтних мегаструктур, в межах якої концентруються більшість рудних родовищ та великих рудо проявів, утворення яких пов'язане з певними етапами тектоно-магматичної активізації. Вони фіксуються аномальними геофізичними, геохімічними і енергетичними полями, високою екзо- і ендегенною активністю, а також підвищеною сейсмічністю. Одним з енергетичних джерел періодичної тектоно-магматичної активізації є напруги, що створюються змінною ротаційного режиму планети. В результаті у виділених зонах, особливо співпадаючих з "критичними паралелями", існує високоградієнтне поле напруг, наявність якого є необхідною умовою самоорганізації і функціонування рудотворних систем. Основою цієї системи є наскрізні довгоживучі лінійні структури, що проникають через континенти і океани, мають протяжність тисячі кілометрів, шириною 50–100 км, які відрізняються підвищеною ендегенною і екзогеодинамічної активністю, високою і унікальною рудонасиченістю і тривалою історією розвитку – від верхнього архею до сучасного етапу.

Вони виражаються згущуванням субпаралельних розривних порушень, клавшних горст-грабенів структур і проявом глибинних геологічних формацій: базит-ультрабазитових, лужних і сублужних, лейкогранітових а також різноманітних метасоматичних утворень. В їх межах розташовуються найпродуктивніші рудні і нафтогазоносні райони, крупні і унікальні родовища різноманітних корисних копалин, перш за все руд кольорових, рідкісних і благородних металів. Виділяються діагональні і ортогональні системи вказаних геотрансів, але найбільш проявлені ортогональні системи і перш за все широтні зони.

Мегазони успадковано розвиваються у фундаменті і в осадковому чохлі, проявляючи ознаки тектоно-магматичної активізації від раннього протерозою аж до четвертинного часу, характеризуються підвищеною тектонічною порушеністю, вузловим характером активізації ендегенних процесів і пов'язаних з ними рудних об'єктів, для яких характерна комплексність, поліхронність, поліциклічність і зв'язок з різновіковими і різними по складу геологічними формаціями. В межах зон проявляється активізація мантії, що виражено як в аномальній поведінці межі Мохоровичича, так і в прояві глибинного магматизму з явно лужною спрямованістю [2].

Також в межах УЩ виділяються специфічні структури вищого порядку- шовні зони, утворені кількома глибинними розломами або обмежені глибинними розломами. Вони утворились на ранньому етапі на початку блокової подільності літосфери та розвивались у своєрідному геодинамічному режимі. На сучасному ерозійному зрізі вони мають складну шарувату складчасто-блокову будову, мають поліхронну металогенію. За останніми геофізичними даними, шовні зони простежуються на глині 300–800 км у мантії у вигляді швидкісних аномалій, розривів або ступенів у шарі Голіцина – Гейка. Шовні зони (а також Звездаль-Заліський розлом) відзначені як зони високої проникності. Утворення таких структур пов'язане з ортогональною системою розломів.

Докембрійській палеогеодинаміці Українського щита присвячені роботи [4, 19], де розглянуто деструктивні процеси (1,8 млрд р.), з якими пов'язано укорінення ранніх фаз габро-анортозит-рапаківігранітних плутонів.

Останнім часом з'явилися спроби створення єдиної моделі розвитку Землі, в якій знайшлося б пояснення процесів утворення розломів. Так, О.М. Ромашовим запропоновано модель, де основним процесом виступає охолодження Землі з поверхні та одночасний розігрів її внутрішнього об'єму (переважно за рахунок радіо-

активності). Ці процеси перетворили Землю в "космічну конструкцію", яка складається з двох основних елементів: зовнішньої твердої оболонки, товщина якої постійно збільшується, та внутрішньої мезосфери, представлена речовиною, що розігрівається та розширюється. Взаємодія внутрішньої оболонки та зовнішньої обумовлює циклічний (пульсуючий) режим розвитку Землі в цілому та її окремих ділянок. На думку автора, основними стадіями окремого циклу є:

- підвищення внутрішнього тиску (за рахунок охолодження з поверхні та внутрішнього розігріву), розтягнення оболонки та її руйнування;

- витискання внутрішньої речовини через зруйновану оболонку на поверхню та розвантаження мезосфери, тобто зняття надлишкового внутрішнього тиску;

- активізація процесу охолодження (за рахунок вливу магм на поверхню), відновлення суцільності оболонки (результаті застигання розплавів) та збільшення її товщини;

- нове підвищення внутрішнього тиску за рахунок тривалого внутрішнього розігрівання і формування нової, більш товстої оболонки; тобто початок нового циклу.

При цьому утворення інтрузій пов'язується з плюмами, для яких характерним є витискання матеріалу, а не спливання.

Крім того, з цих позицій пояснюються процеси утворення родовищ корисних копалин. Руйнування оболонки на деякій ділянці – це розгерметизація внутрішнього об'єму підвищеного тиску, яка активізує процес розкладання речовини з утворенням флюїдів і забезпечує канали виходу для них. Резервуарами для цих флюїдів можуть бути як навколосезонний простір, так і певні пастки. Останні виникають в результаті взаємодії динамопари під час застигання розплавів. Такі внутрішні верстви зруйнованих порід – це не тільки резервуари для акумулювання флюїдів, але й певні "магніти", що притягають флюїди до себе. Розуцільнені об'єми є джерелами утворення флюїдів [9].

В роботах [3, 7, 15] розглянуті окремі аспекти приуроченості родовищ корисних копалин до елементів тектонічної будови, однак питання закономірностей розміщення титанових родовищ не розглянуті.

Викладення основного матеріалу. Таким чином, попередні дослідження були спрямовані переважно на дослідження закономірностей розташування систем розломів та взаємозв'язок з ними родовищ корисних копалин. Однак не було виконано досліджень, які б пояснювали роль тектонічного фактору у становленні титаноносних інтрузій габро в межах Українського щита.

Більшість титаноносних інтрузій габро розміщені в межах Коростенського плутону. Головна парадигма магматизму Коростенського блоку (II порядку) полягає в наступному. Магматизм в межах Коростенського плутону пов'язаний з колізією Сарматської та Феноскандійської плит, яка відбулась в період 1,9–1,78 млрд р. (фінальний етап колізії плит, який позначився на становленні структур і магматизмі північно-західної частини Українського щита, припадає на час 1,83–1,78 млрд р.). Цей процес супроводжувався не лише стисненням, а й розтягненням літосфери, котре на деякий час переривало тиск плит одна на одну, або відбулося одразу після їх об'єднання. З такими періодами розтягування пов'язане формування рифтогенних структур на Східноєвропейській платформі, прояви магматизму, відомі як північніше, так і південніше району Бергслагена (зона акреції двох мікроконтинентів: Бергслаген і Кейтеле) та в інших місцях [20]. Поблизу Коростенського плутону розташовано Волино-Двінський вулcano-плутонічний пояс.

В роботі В. Старостенко проаналізовано глибинну будову Українського щита і зроблено висновок про вплив зони зчленування Сарматії і Феноскандії на формування магнітних неоднорідностей в літосфері. З цією зоною пов'язано утворення розломів глибокого закладення і вище згаданого вулcano-плутонічного поясу. Земна кора в активізованих зонах розшарована, з подальшою диференціацією земної кори пов'язано формування аноксидит-рапаківігранітних масивів [22].

Колізієні явища є передвісниками суперплюмового магматизму. На його існування опосередковано може вказувати підвищена залізистість порід коростенського комплексу, виявлені осередки коромантійної суміші під плутоном та західніше його. Збагачення магм на залізо відбувалось завдяки взаємодії на межі кора-мантія, де виникає плюм. Згідно останніх досліджень, механізм теплопередачі пов'язаний із спіновими переходами Fe на межі ядро-мантія. Збагачення на воду і формування флюїдопотоків також пов'язане з зоною колізії, де відбувається контактування з морськими водами нагрітого матеріалу. Флюїдопотокі концентруються на відповідних *PT*-рівнях і змінюють механічні властивості речовини. Такими рівнями є L та N горизонти верхньої мантії (відповідно під Північною Євразією вони розташовані на глибинах 80–100 і 180–240 км). Вони являють собою тонкі розшаровані зони із чергуванням високих і низьких швидкостей сейсмічних хвиль *V_p*. Присутність флюїдів фіксується за підвищеною електропровідністю [21]. Такі зміни речовини мантії обумовлені частковим плавленням і метасоматозом мантійного матеріалу завдяки присутності флюїдів, а розломи – своєрідний "спусковий механізм" цього процесу. На півночі УЩ такою складною геодинамічною системою є виділена Л.С. Галецьким Північно-Українська зона тектономагматичної активізації [2], до якої приурочені прояви формації активізації (зокрема, лужно-гранітних, лейкогранітових, лужних метасоматитів з рідкіснометалевою та комплексною поліметалічною мінералізацією). Суццано-Пержанська зона також виникла в зв'язку з колізією вищезгаданих плит.

Регулятором флюїдопотоків є астеносфера, яка розглядається як саморегулююча система, процеси в якій обумовлені природним чином скомбінованими швидкостями привнесення речовини до покрівлі і відтоку у вигляді магм і надастеносферних флюїдів. Їх склад залежить від тиску на покрівлі астеносфери і концентрації компонентів у розплаві [5].

В таку схему укладається формування Коростенського плутону і подальший магматизм в межах його об'єднання. Слід зазначити, що лужність порід зростає у напрямку до зони колізії. У цьому напрямку спостерігається зміна формацій від габро-аноксидитової, рудного габро, габро-сієнітової до сієнітової з граносієнітовими, сублужними і лужно-гранітними кінцевими членами.

Поєднання геодинамічних факторів, таких як колізієні явища, зміна режимів розтягування і стиснення на прилеглих територіях, надходження флюїдопотоків з мантії, обумовили зміну парагенезисів в бік збільшення лужності у напрямі на північ Коростенського плутону і далі до Північноукраїнської мегазони активізації.

В подальшому в межах Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів формувались специфічні рудоносні структури – розшаровані інтрузії. Тектонічний фактор, ймовірно, відіграв провідну роль у становленні інтрузій. Згідно досліджень Інституту геофізики ім. С.І. Суботіна (2006), породи плутонів формувались в умовах меридіонального стиснення-субширотного розтягнення, відхилення від цих напрямів на 10–15° пов'язане з формування магматичних камер. Вони

утворювались внаслідок розсування стінок розломів та тріщинних зон, надалі відбувались процеси гравітаційної сегрегації, мали місце конвективні течії та накопичення кристалічного осаду на дні магматичних камер.

В більшості своїй розшаровані інтрузії габро приурочені до розломів певного орієнтування, "вузлів" перетину розломів, поблизу певних тектонічних центрів габро-анортозитових масивів, в межах яких формувались титаноносні інтрузії.

Стремигородське і Торчинське родовища розташовані в зоні Центрального розлому при перетині його з Йосипівською та Рівненсько-Черняхівською зонами. Тишівський і Меленівський рудопояви також приурочені до Центральної зони, яка перетинається з Кіровсько-Кочерівською структурою (з нею ж пов'язаний Пінязевицький рудопояв). Таким чином, Стремигородське родовище розташоване на перетині двох розломів, які належить до систем 45 і 315° та 0 і 270°. Згідно сучасних досліджень Інституту геофізики ім. С.І. Суботіна НАНУ (В.І. Старостенко та ін., 2006) та уявлень К.Ф. Тяпкина та В.М. Гонтаренка [14], діагональні розломи є більш древніми, ніж розломи системи 0 і 270°. Останні утворюють структури мегазон активізації. Тобто в таких випадках слід очікувати обробку флюїдами порід утворених інтрузій. Крім процесів сегрегації речовини в магматичних камерах, ці процеси дають певний внесок в розвиток зруденіння. Це з одного боку, розміщення окремих блоків і виведення на рівень ерозійного зрізу багатих відмін руд (Меленівський рудопояв), розвиток по розломах кір вивітрювання з потужною титановою мінералізацією (Торчинське родовище) та прояв метасоматичної складової у формуванні зруденіння (Пінязевицький рудопояв).

Мала інтрузія, з якою пов'язане зруденіння Стремигородського родовища, має штокоподібну форму. В межах родовища розрізняють три групи порід: лейкократові, мезо- та меланократові. Вони також є природними відмінами апатит-ільменітових руд. Інтрузія має об'ємно-зональну будову: від периферії до центру та з глибини до поверхні лейкократові породи змінюються мезо- та меланократовими. Меланократові породи (плагіоклазові перидотити, троктоліти) тяжіють до центру інтрузії, поступово до периферії вони змінюються лейкотроктолітами, олівін-піроксеновим габро, габромонцонітами, монцонітами і габро-пегматитами. У Стремигородському родовищі фіксуються підвищені концентрації ванадію, скандію, фтору. Ільменіт та апатит є головними компонентами руд. Найбільш багатими апатит-ільменітовими рудами є руди центральної частини родовища: вміст TiO_2 6,9–8,14 % і 2,8–4,9 % P_2O_5 , габроїди периферії містять відповідно 3,36–5,95, та 0,65–1,5 %, а андезиніти та габро-монцоніти периферичної зони – не більше 1 % TiO_2 та 0,5 % P_2O_5 . Вміщуючими породами інтрузії є габро-анортозити.

На думку Ю.І. Половинкіної, походження частини анортозитів пов'язане з метасоматичними процесами. Відзначено, що часто крупність зерен плагіоклазу збільшується внаслідок збиральної кристалізації, це збагачення відбувається пошарово і виникають смугасті габро-анортозити. Явища метасоматичної лабрадоризації відмічені в межах Корсунь-Новомиргородського плутону. В Коростенському плутоні відмічений поступовий перехід стремигородського габро в лабрадорит; це габро Ю.І. Половинкіна вважає анортозитизованим лерцолітом [8]. Також в межах Стремигородського родовища відзначені пегматоїдні відміни габро, що свідчить про насичення розплаву флюїдами, підживлення якими відбувалось за зонами розломів.

К.Ф. Тяпкін та В.М. Гонтаренко розглядаючи роль системи 0 і 270° у розміщенні докембрійських формацій відзначають те, що вони обмежують два блоки розташування плагіомігматитової групи формацій, а також зазначають, що розломи меридіонального напрямку позначають межі накладених (трогових) структур, заповнених флішоїдною групою формацій [14]. Зокрема, Звіздаль-Заліський розлом контролює області поширення сланцево-карбонатної формації (кочерівська світа тетерівської серії), і метабазит-сланцевої формації – віленська світа тетерівської серії і василівська товща), які просторово пов'язані з флішоїдною формацією. З цим розломом пов'язана однойменна дайка. До неї приурочене тіло титаноносних габро-діабазів.

Звіздаль-Заліська дайка простежується у вигляді широкої смуги від с. Малі Кліщі до с. Старе Шарно на відстані 40 км, ширина її коливається від 1,2 (на півдні) до 1,9 км (на півночі). Дайка являє собою єдине тіло з дуже крутим падінням на захід. Контакти інтрузивні. ускладнені наступними тектонічними порушеннями.

На тлі спокійного і однорідного магнітного поля, що відповідає рапаківіподібним гранітам Коростенського комплексу, Звіздаль-Заліська дайка за даними площинних геофізичних робіт вирізняється контрастною магнітною аномалією інтенсивністю 400–3000 гамм.

В гравітаційному полі вона чітко простежується лінійно витягнутою у меридіональному напрямку позитивною аномалією амплітудою 6–8 мгл на фоні негативного поля, яке створюється породами Коростенського комплексу. Складена дайка габро-діабазами, які в приконтактових частинах переходять у діабазові порфірити.

Макроскопічно габро-діабази являють собою темно-зелену бо темно-сіру середньозернисту породу з добре помітними брускоподібними лейстами плагіоклазу. Структура породи габро-діабазова, габро-офітова, офітова. Головними породотвірними мінералами є плагіоклаз (75–80 %), авгіт (15–20 %), олівін (5–8 %). Плагіоклаз (от андезину до лабрадору) представлений безладно розташованими, подовжено-призматичними брускоподібними зернами з високим ступенем ідіоморфізму, часто альбітизовані, сосюритизовані, пелітизовані. Інколи серед плагіоклазу зустрічаються невеликі скупчення дрібних зерен кварцу, а в зернах плагіоклазу – вrostки авгіту подовжено-таблитчастої форми.

Цікавою особливістю породи є наявність в інтерстиціях плагіоклазу базальтової речовини, в різному ступені розкристалізованої, заміщеної клінопіроксеном авгітового ряду. авгіт розвинутий переважно шляхом заміщення скупчень базальтового складу. Базальтові гнізда зазвичай складаються з лейст плагіоклазу, ураліту, рудного мінералу та клінопіроксену. Останній зазнав збиральної перекристалізації з утворенням крупних ідіоморфних зерен. В деяких випадках по базальтовій масі розвинутий олівін.

Піроксен (авгіт) спостерігається у вигляді ксеноморфних, рідше подовжених зерен світло-жовтуватого кольору, часто заміщених тонко лускуватим хлоритом. В значно меншій кількості присутній ромбічний піроксен (гіперстен). В зернах піроксену часто зустрічаються включення голчастих зерен апатиту та ільменіту.

Олівін зустрічається у вигляді реліктів зерен інтенсивно або повністю заміщених тальком, хлоритом, біотитом, тонковолокнистим амфіболом або рудними мінералами.

Акцесорні мінерали – апатит (2–3 %) у вигляді подовжено-призматичних кристалів та голчастих зерен світло-зеленого кольору. З рудних мінералів присутні ільменіт (3–5 %), пірит, гематит.

Ближче до контакту з гранітами породи переходять у діабазові порфірити. Контакт з гранітами нерівний, відзначено проникнення однієї породи в іншу. Часто в діабазових порфіритах зустрічаються ксеноліти гранітів.

Діабазові порфірити являють собою дрібнозернисту породу, поблизу контакту майже без порфіроподібних виділень, часто трахітоїдної або гранофірової структури. В результаті часткового розплавлення вміщуючих порід, вони часто пронизані гранофіровим матеріалом з прожилками і шліроподібними виділеннями карбонату, дрібними голчастими кристалами ільменіту і апатиту. Гранофірова маса виповнює проміжки між породотвірними мінералами порфіритів.

Темноколірні мінерали майже повністю карбонатизовані лейкосенізовані, плагіоклаз окислений до олігоклазу-альбіту, заміщений тонколукуватим мусковітом, епідотом, флюоритом, тонкозернистим кварцом та карбонатом.

В ряді свердловин (№ 1087 – гл. 123,0–124,5 м, 1090 – 94,4–35 м, 180,0–181,0 м, 182,3–182,4 м, 186,0–186,2 м) виявлено породи основного складу серед габро-діабазів. Основна маса породи від тонкозернистої до склоподібної. В породі нерівномірно розподілені короткотаблітчасті порфірові виділення плагіоклазу, що, ймовірно, є проявом калшпатизації. Ці прожилки нагадують дрібніші дайки.

Породи Звездаль-Заліської дайки мають позитивну геохімічну аномалію на Ba, Pb, Be, Zr, Co, що свідчить про вплив тектоно-магматичної активізації.

Породи дайки характеризуються підвищеним вмістом Mg у фемічних мінералах, незначним вмістом Ca, превалюванням Na над K.

Вважається, що застигання порід дайки відбулось дуже швидко, і внаслідок цього розшарування тут не таке контрастне, як в інших тілах габроїдів. Зруденіння слід очікувати на значних глибинах. Враховуючи геохімічні особливості тіла та процеси диференціації, необхідно довивчати Звездаль-Заліську дайку.

Певну геохімічну спеціалізацію має також Давидківський масив, який тягнє до Кіровсько-Кочерівської тектонічної зони (система 0 і 270°) на перетині Овруцької та Вільшанської западин.

В межах Давидківського родовища також зафіксовані заміщення олівину магнетитом, хлоритом, тальком та серпентином, в породах спостерігаються явища калшпатизації, епідотизації, альбітизації (останні два процеси характерні для сієнітів та габро-сієнітів). В сієнітах та габро-сієнітах цього родовища виявлені значення деяких рідкісних елементів вище фонових рівнів, наприклад Y, Ce, La, Zr. Утворення магнетиту можна уявити, як процес зміни олівінів, при якому Fe^{2+} олівіну інтенсивно окислюється під впливом кремнезему з розплаву. Габроїди, збагачені на магнетит, характеризуються підвищеним ступенем окислення заліза.

Ці приклади показують вплив на формування порід розшарованих масивів Північноукраїнської мегазони активізації.

Досить цікавою є будова Меленівського рудопрояву, приуроченого до Центрального розлому (система 45 і 315°). В межах ділянки зона розлому представлена серією дайкоподібних, видовжених або ізометричних тіл кислих порід (граніти-рапаківи, граїнти-апліти), паралельних північно-західному простягання розлому.

Інtruзія має асиметричну будову, з південного заходу вона обмежена породами тіла рапаківіподібних гранітів та рапаківи. З північного сходу вона обмежена габро-анортозитами Чоповицького масиву.

Інtruзія являє собою овал еліпсоподібної форми протяжністю 11 км при ширині 4,6 км. Глибина, до якої вивчена інtruзія, – 632 м.

Внутрішня будова інtruзії дуже складна і в загальному випадку вона має п'ятичленну будову (з південного заходу на північний схід): габро-норити, габро-анортозити з прошарками і верствами анортозитів, норити, габро-анортозити, анортозити. Потужність пачок варіює в широких межах (від 100 до 1000 м) і в цілому більш витримані всі, крім першої – з південного заходу, яка під впливом гранітів рапаківи збережена фрагментарно. Південно-західне крило інtruзії дуже ускладнене пізніми дайками кислого складу, а всю центральну частину перетинає Злобицький розлом (частина тектонічної зони), залічений більш пізніми дериватами основної магми з утворенням дайкоподібного тіла габро-перидотитів з контрастним титановим зруденінням.

Для інtruзії характерним є низький вміст P_2O_5 (до 1%), що пов'язано з тим, що значно частина інtruзії зрізана ерозією. У знижених блоках вміст P_2O_5 збільшується до 4,82%.

В будові Меленівського тіла бере участь безперервний ряд порід основного складу від анортозитів до суттєво моно мінеральних плагіоклазових утворень, через габро-анортозити, лейко-мезо- і меланократові члени до піроксенітів та перидотитів. Між цими породами існують поступові переходи. Мінеральний склад їх змінюється при збереженні структурно-текстурних особливостей, тому часто контакти між ними умовні. Чітко виділяються лише дві групи – анортозит-габро-анортозитова і габро-норитова. Інколи породи першої групи збагачені на TiO_2 до 3–5% при відносно низьких концентраціях P_2O_5 (0,2–0,3%). Найбільш збагаченими на TiO_2 є меланократові породи (до 6–8 інколи до 10–11% в габроїдах, особливо з піроксенітовими і перидотитовими прошарками), рідше – до 35% у власне перидотитах і піроксенітах.

Меленівська інtruзія – це розшароване тіло. Положення перидотитів та піроксенітів в ньому залишається нез'ясованим. В одних випадках вони мають спокійні контакти з меланократовими габро-норитами або олівіновими габро-норитами і тоді є кінцевими членами диференційованого ряду. В інших випадках контакти з вміщуючими габро-анортозитами різкі, але не мають зон загартування і змін. Їх можна кваліфікувати як пізні вкорінення або жильні утворення, які виповнюють тріщини.

Юривський масив габроїдів розташований в північно-західній крайовій частині Суцано-Пержанської тектонічної зони. За геолого-геофізичними даними він є клиновидним тектонічним блоком різко витягнутої форми з субмеридіональним простяганням. Зі сходу масив обмежений Юрово-Хочинським розломом (насувом), з нахилом у західному напрямі, а із заходу – Західно-Юривським розломом вертикального падіння.

За даними Інституту геофізики НАНУ (В.І. Старостенко та ін., 2006), це – повний кінематичний аналог Немирівської зони на етапі закладання, яке відбулося у палеопротерозої, що видно з характеру динамометаморфізму порід житомирського комплексу (р. Уборть в районі м. Олевська, сс. Лопатичі, Хмільове та ін.) – динамометаморфічна смугастість, мігматизація, іноді бластомілоніти. Максимальна активізація Суцано-Пержанської зони відбулася наприкінці палеопротерозою (PR1–II) і супроводжувалася виверженням гранітів пержанського комплексу, які було піддано динамометаморфізмові під час насуву з північного заходу на південний схід. Зона також активізувалася і у рифей-венді.

Зафіксований у Суцано-Пержанській зоні насув під кутом близько 50° з північного заходу на північний схід скоріш за все є однією з структур, що виникли під час колізії Сарматського і Феноскандійського сегментів Східно-Європейської платформи.

Юрівське тіло сформувалось на заключних стадіях становлення Коростенського комплексу. В плані має сигароподібну форму, розмірами 6х0,5–1,7 км, з Пн-Пн-З простяганням. Тіло круто падає на 3-Пн-З (55–75°). Вздовж північної та центральної частин масиву простежена зона загартування потужністю 5–15 км у центрі і до 90 м на флангах родовища (рис. 1). В габроїдах зустрінуті ксеноліти граніту з ліловим кварцом, граніти частково ороговиковані. Контакт ускладнений зонами катаклазу і мілонітизації, в результаті чого породи інтенсивно розроблені і змінені. Складена ця зона долеритами і дрібнозернистим габро. Нижня частина масиву складені габро-анортозитами і лейкократовою товщею. В останній прояв-

ляється слабке розшарування. Зона представлена олівовим габро та габро-анортозитами. Утворюються ритми, складені знизу вгору габро, габро-анортозитами, анортозитами. Часто диференційованість полягає лише у зміні зернистості. В будові виділяється також тонкорозшарована товща потужністю 170 м, яка характеризується чергуванням меланотроколітів, троколітів, рудних перидотитів і габро-перидотитів, габро олівових, габро-анортозитів, анортозит-пегматитів та габро пегматоїдного. Домінують мезо- і меланократові відміни з ільменітовою мінералізацією. Для цього масиву характерний особливий тип зруденіння – апатит-сульфідно-ільменітовий. Розподіл титанової мінералізації підкоряється впливу тектоніки (табл. 1):

Таблиця 1

Розподіл вмісту двоокису титану в Юрівській інтрузії в залежності від кута падіння розшарування

№ профілю	Кут падіння розшарування	Вміст двоокису титану по II рудній зоні
VI	56°	4.82%
2-IIa	55°	5.23%
III	57°	5.32%
I	57°	5.74%
II	64°	6.69%
V	68°	6.18%
IV	75°	6.19%
3-IIa	80°	6.37%

Найбільш потужні і багаті поклади формуються в центральній (положистій) частині тіла лополіту із зменшенням інтенсивності зруденіння до загнутих крайових частин. Якщо передбачити перекидання Юрівського лополіту на 70°, тоді можна пояснити такий розподіл вмісту двоокису титану.

На початковому етапі (рис. 1) Юрівське тіло являло собою лополіт, окремі зони якого ми спостерігаємо на заході тіла (меланократові породи) і сході (лейкократова безрудна

товща). Така асиметрія виникла в результаті дії переміщень по тектонічних блоках в зоні Рудня-Хочинського розлому і ерозії, яка вивела на поверхню ці пачки.

В зоні розломів Володарськ-Волинського масиву, які утворюють його тектоноцентр, розташовані Поромівське, Кропивенківське, Видибірське та Федорівське родовища. Два останніх родовища розташовані на перетині з Тетерівським розломом, який належить до системи 45 і 315°, і частково – 62 і 332°.

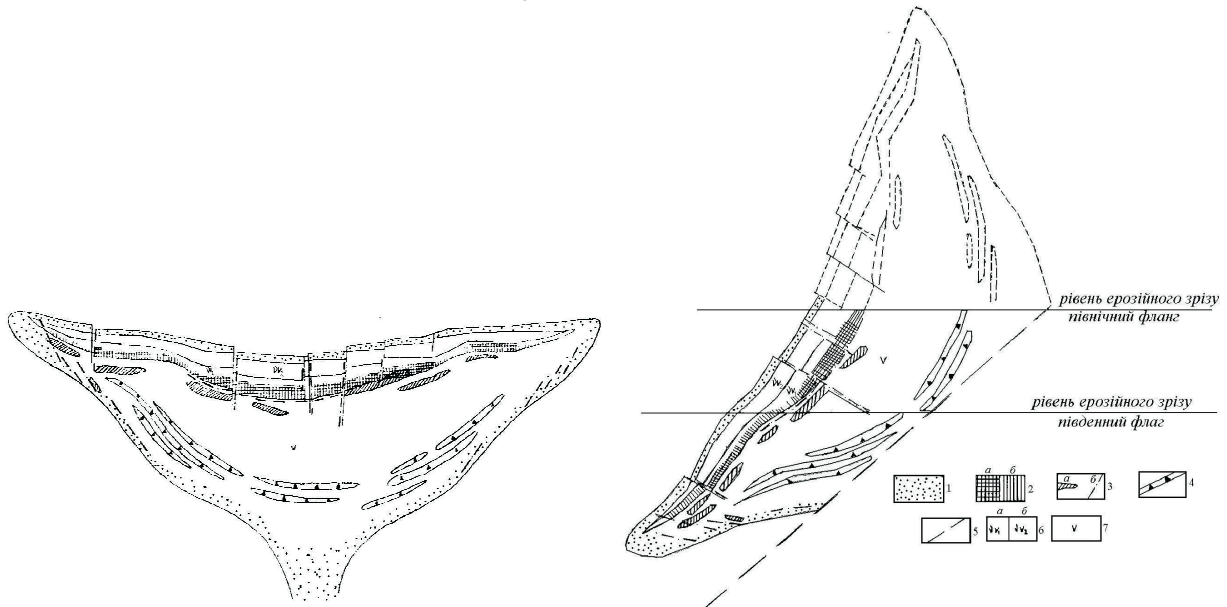


Рис. 1. Геологічна будова Юрівського титаносного масиву габроїдів (за І.О. Зайонцем, 1985):

- 1 – зона загартування; 2 а – ділянки формування багатих руд; 2 б – ділянки формування бідних руд; 3 – жильні утворення; а – пегматити, б – дайки діабазів; 4 – ліквациїні ільменіт-апатитові руди; 5 – Юрово-Хочинський розлом; 6 – західна рудна зона: а – тонкорозшарована меланократова товща, б – розшарована меланократова товща; 7 – східна безрудна зона. Верхній малюнок показує будову інтрузії у розрізі, нижній – у плані

Висновки. Більшість титаносних інтрузій та дайок габроїдів пов'язані з ортогональною та діагональною системами розломів, які існували тривалий час в геологічній історії. Вплив цих структур проявлявся в геохімічній спеціалізації та за геофізичними полями. Їх утворення пов'язане з проявами ранньо-та середньопротерозойської тектоно-магматичної активізації.

До більш давньої системи 45 і 315° приурочена значна частина тіл титаносних габроїдів. Для цих тіл характерна незначна обробка флюїдами, що показують дані описів шліфів та геохімічні дані. При перетині цих тіл розломами ортогональної системи характерна спеціалізація на ряд рідкісних елементів, як це проявляється у геохімічній спеціалізації Давидківського та Володарсько-

го (Приазов'я) масивів, Звіздаль-Заліської дайки. Ці розломи належать до єдиної геодинамічної системи, яка пов'язана з проявами тектономагматичної активізації. Згідно з працями Л.С. Галецького [2, 3], простежуються закономірності розподілу рудної речовини в межах меридіональних та субширотних зон розломів, що визначається тектонічним режимом закладання і розвитку систем розломів цих напрямків. Розломи субширотного напрямку є каналами постачання флюїдів, діагональні обумовлюють перерозподіл рудної речовини. Тіла титаноносних габроїдів пов'язані перш за все з вузлами перетину розглянутих систем розломів, що визначає наявність в них багатого промислового зруденіння (Стремигородське корінне, Торчинське залишкове родовище).

Хоча Східно-Європейська платформа належить до стабільних структур, для неї характерним є прояв розломно-блокової тектоніки, "вібруючої" тектоніки. Основні тіла габроїдів утворились в зв'язку з проявами діагональної системи (більш древньої), роль ортогональної системи полягала як в утворенні окремих тіл, так і в подальшій їхній обробці постамагматичними флюїдами. Вплив цієї системи розломів проявляється у наявності концентрацій, що перевищують фонові, ряду елементів у масивах (Ba, Pb, Be, Zr, Co та ін.), ознак вторинних процесів (хлоритизація, сосюритизація, серпентинізація, облужування тощо)

Згадана послідовність утворення систем розломів та прояви "вібруючої тектоніки" узгоджуються з моделлю О.М. Ромашова [9] та описані в роботах К.Ф. Тяпкина зі співавторами [14–16].

В Юривському масиві встановлений особливий тип розшарування – поєднання тонко розшарованої товщі з чергуванням меланотроколітів, троколітів, рудних перидотитів і габро-перидотитів, габро олівнових, габро-анортозитів, анортозит-пегматитів та габро пегматоїдного з більш грубим розшаруванням у розрізі та в плані. Спостерігається вплив розломних зон на розподіл рудної мінералізації в титаноносних розшарованих інтрузіях габро: в залежності від кута падіння розшарування, змінюється вміст двоокису титану (Юривський масив). Для цього ж масиву характерна наявність сульфідної мінералізації.

Переміщення блоків по розломах призводило до піднесення і виведення на поверхню окремих частин масивів та їх глибшого ерозійного зрізу (Юривський та Меленівський масиви).

Врахування цих закономірностей дозволяє переглянути перспективність деяких тіл на знаходження багатого титанового зруденіння (Меленівський, Поромівський та деякі ін. рудопрояви) та застосовувати виявлені закономірності при освоєнні родовищ Волинського титаноносного району (характеристика розподілу рудної мінералізації, обводнення, зони метасоматичної обробки тощо).

1. Бондарчук В.Г. Геологічна будова Української РСР. – К., 1963.
2. Галецький Л.С. Планетарная геодинамическая система сквозных рудоконцентрирующих мегазон активизации – Геотранс // Эволюция докембрийских гранитоидов и связанных с ними полезных ископаемых в связи с энергетикой Земли и этапами ее тектоно-магматической активизации. – К., 2008. – С. 47–51.
3. Галецький Л.С. Причины розміщення родовищ та рудопояв в шовних зонах Українського щита / Л.С. Галецький, О.В. Орліньська, Д.С. Пікареня та ін. // Геол. журнал. – 2010. – № 2. – С. 14–20.
4. Глевасский Е.Б., Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинского щита // Минерал. журнал. – 2000. – Т. 22, № 2/3. – С. 77–91.
5. Кадик А.А., Луканин О.А., Портнягин А.Л. Магмообразование при восходящем движении мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образующихся при адиабатической декомпрессии ультрабазитов мантии // Геохимия. – 1990. – № 9. – С. 1263–1276.
6. Каляев Г.И., Крутиховська З.О. Тектоника Українського щита. – К., 1972.
7. Костенко Н.М. Геологическое развитие Волынского геоблока Украинского щита в раннем протерозое и некоторые вопросы его рудоносности // Геол. журн. – 1991. – № 6. – С. 12–23.
8. Половинкина Ю.И. Структуры и тектуры изверженных и метаморфических горных пород. Т. II: Изверженные породы. – М., 1966.
9. Ромашов А.Н. Планета Земля: тектонофизика и эволюция. – М., 2003.
10. Семенов М.П. Структура Українського кристалічного масиву // Геол. журнал. – 1948. – Т. IX, Вип. 3. – С. 10–24.
11. Слензак О.И. Локальные структуры зон напряжений докембрия. – К., 1984.
12. Слензак О.И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. – К., 1972.
13. Соболев Д.Н. О стратиграфии докембрия и тектонике Украинской кристаллической плиты // Пробл. сов. геологии. – 1936. – № 9. – С. 786–806.
14. Тяпкин К.Ф., Гонтаренко В.Н. Системы разломов Украинского щита. – К., 1990.
15. Тяпкин К.Ф., Довбич М.М., Тяпкин О.К. Роль разломов тектоносферы в структурообразовании и размещении полезных ископаемых // Геол. журн. – 2010. – № 2. – С. 7–13.
16. Тяпкин К.Ф., Довбич М.М. Новая ротационная гипотеза структурообразования и ее геолого-математическое обоснование. – Донецк, 2009.
17. Чебаненко И.И. Основные закономерности разломной тектоники Украины // Докл. АН СССР. – 1966. – Т. 167, № 2. – С. 406–408.
18. Glevassky E.B., Glevasska A.M. The Ukrainian shield: Precambrian regional structure and paleogeodynamics // Mineralogical journal. – 2002. – Vol. 24, No. 4. – P. 47–57.
19. Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // Episodes: Special issue for 33rd International Geological Congress, Oslo, Norway, 6–14 August 2008. 2008. – Vol. 31, No. 1. – P. 20–28.
20. Pavlenkova N., Pavlenkova G. Seismic structure of the upper mantle and problems of geodynamics. // Geophysical journal. – 2010. – Vol. 32, No. 4. – P. 129–131.
21. Starostenko V.I., Pashkevych I.K., Kutas R.I. Deep-seated structure of Ukrainian shield // Mineralogical journal. – 2002. – Vol. 24, No. 2/3. – P. 111–121.

Надійшла до редколегії 28.05.09

УДК 556.243. (447)

В. Куриленко, наук. співроб., Е. Петрова, наук. співроб., Т. Гусніна, гол. спец.

ВПЛИВ ГАЛОКІНЕЗУ НА НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ ДНІПРОВО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. О.М. Карпенком)

Подано опис галокінезу як твердої течії солі, до якого можна застосувати поняття в'язкості та реїдності. Висока пластичність і низька щільність солі є причиною конвективної нестійкості осадової товщі, що веде до утворення соляних структур. На течію солі впливають вібраційні сили та глибинні флюїди. Галокінез верхньодевонської солі контролює структурний план надсольових відкладів і нафтогазоносність Дніпровсько-Донецької западини.

The description of galokinesis as a solid flow of salt is presented and notion such terms as viscosity and rheidity. High plasticity and low salt density are the reason of convective instability of sedimentary bulk. Vibration forces and deep fluids influence on the salt flows. Galokinesis of upper-Devonian salt governs the structure map of oversalt deposits and oil-gas content of the Dnieper-Donetsk depression.

Вступ. Галокінез обумовлює особливий вид складчастості нагнітання – соляний діапирізм. Складки, викликані і ускладнені соляним діапирізмом, широко поширені в багатьох нафтогазоносних басейнах світу, у тому числі і в Дніпровсько-Донецькій западині (ДДЗ). В ядрах переважної більшості антиклинальних складок ДДЗ знаходиться сіль, і з такими складками пов'язані

склепінні пастки вуглеводнів (ВВ), найрізноманітніші за будовою і об'ємом запасів нафти і газу в них. Звідси науково-практичний інтерес до механізму формування цих складок, оскільки розуміння процесів і особливостей соляної тектоніки сприяє більш якісному моделюванню геологічних об'єктів, підвищенню ефективності пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ.