

Блок модулів II. Магматогенні процеси рудоутворення

Модуль II. 1. Власне магматичні родовища

II.1.1. - Енергетична модель і головні чинники формування магматичних родовищ	II.1.1.1. - Власне магматичні родовища просторово і генетично не пов'язані з інтрузивами складу: А – кислого та середнього; В – лужного та основного; С - ультраосновного.
	II.1.1.2. - Родовища ранньомігматичного класу формувалися внаслідок процесів магматичної диференціації типу: А - кристалізаційно-гравітаційної; В – кристалізаційно-фільтраційної; С – ліквідаційно-гравітаційної; D - ліквідаційно-фільтраційної.
	II.1.1.3. - Родовища, що формуються внаслідок процесів кристалізаційно-фільтраційної диференціації розплавів, належать до генетичного класу: А – пізньо-магматичного; В – ранньо-магматичного; С – ліквідаційно-магматичного; D – сегрегативно-аккумулятивного.
	II.1.1.4. - Процес магматичної ліквідації полягає у відокремленні від силікатного розплаву: А – краплин рудно-сульфідного розплаву; В – кристалів високотемпературних мінералів; С – газоподібних пухирців надкритичного флюїду.
	II.1.1.5. - <i>Не вірно</i> , що одним з найважливіших чинників рудно-магматичної диференціації є: А – напруга та напрям геомагнітного поля; В – зниження температури і тиску; С – процеси асиміляції бокових порід; D - напруга гравітаційного поля; Е – синмагматичні тектонічні рухи.
II. 1.2. – Геотектонічна позиція і тип рудоносних масивів	II. 1.2.1. - До геосинклінальних рудно-магматичних формацій належать родовища: А – хромшпінелітів, платини та ванадієносних титано-магнетитових руд, В – сульфідних мідно-нікелевих руд; С – алмазозносних кімберлітів; D – рідкіснометалевих (Ni, Zr, La, Ce) карбонатитів; Е - апатит-нефелінів.
	II.1.2.2. - <i>Не вірно</i> , що до платформених рудно-магматичних формацій належать родовища: А – хромшпінелітів, платини та ванадієносних титано-магнетитових руд, В – сульфідних мідно-нікелевих руд; С – алмазозносних кімберлітів; D – рідкіснометалевих (Ni, Zr, La, Ce) карбонатитів; Е - апатит-нефелінів.
	II.1.2.3. - Магматичні родовища, пов'язані з тілами вивержених порід, що мають форму: А – лаполіту, лакколіту, силлу, дайки; В – гранітного батоліту; С – малі гіпабісального штоку; D – лавового покрову, конуса.
II.1.3. – Генетичні класи і типи магматичних формацій	II.1.3.1. - Наведені нижче типи родовищ належать до ранньо-магматичного класу, окрім: А – мідно-нікелевих сульфідних у габро-коритах; В – хромітоносних, часто платиноносних дунітів-перидотитів (Бушвельдський підтип); С – алмазозносних кімберлітів-лерцолітів; D – апатит-нефелінових у сієнітах.
	II.1.3.2. - Наведені нижче типи родовищ належать до пізньо-магматичного класу, окрім: А - алмазозносних кімберлітів; В – хромітоносних дунітів (Уральський підтип); С – титано-магнетитових, часто ванадієносних, у габро-піроксенітах; D – рідкіснометалевих карбонатитів.
	II.1.3.3. - До ліквідаційно-магматичного класу належать родовища: А – сульфідних мідно-нікелевих руд у габро-норитах; В – апатит-магнетитових у сієнітах; С – платиноносних дунітів (з осмієм та іридієм); D – апатит-нефелінові.
	II.1.3.4. - Для магматичних родовищ серед інтрузивів наведених типів рудоутворювальними є мінерали:

	<u>інтрузиви</u> А – ультраосновні; В – кислі; С – ультра основні лужного ряду; D – габро-норити; E – габро-амфіболіти.	<u>мінерали</u> 1. (Mg, Fe) Cr ₂ O ₄ , платиноїди; 2. Родовища не зустрічаються 3. С (кубічна модифікація); 4. (Fe, Ni, Co) ₉ S ₈ -CuFeS ₂ -FeS; 5. (Fe, Ti)Fe ₂ O ₄ , FeTiO ₃ -TiO ₂
	<u>П.1.3.5.</u> - Серед наведених металів власне магматичних родовищ <i>не утворюють лише:</i> A – Mo, W, Pb, Zn, Au; B – Fe, Ti, V, Cr, Pt; C – Zr, Ce, La, Y, Nb; D – Cu, Ni, Co, Os, Ir.	

Модуль П.2. – Пегматитові родовища

<u>П.2.1.</u> - Генетичні моделі та головні чинники утворення пегматитів	<u>П.2.1.1.</u> – Природу гранітних пегматитів пояснюють гіпотези, що висловлені в працях:	
	<u>Авторів:</u> О. Ферсмана К. Ландеса О. Заварицького Г. Рамберга	<u>Гіпотези :</u> 1. Власне магматична 2. Магматично-метасоматична 3. Метасоматична 4. Метаморфічна
<u>П.2.2.</u> – Геотектонічна позиція та зв'язок із магматичними формаціями	<u>П.2.1.2.</u> – Повнодиференційовані пегматити <i>формується в умовах фізико-хімічної системи, що є :</i>	
	А – відкритою; В – напіввідкритою; С – закритою; D – це не має значення.	
	<u>П.2.1.3.</u> – Найбільш високобарні пегматити є <i>джерелом:</i> А – мусковіту та керамічної сировини; В – Li, Be, Sn, W, Ta, Nb; С – п'єзооптичної сировини, топазу, берилу; D – корунду, сапфіру, рубіну.	
	<u>П.2.2.1.</u> - Пегматитові родовища просторово та генетично <i>пов'язані з</i> магматичними утвореннями типу: А – гранітний батоліт; В – лополіт ультрабазитів; С – силл габро-долеритів; D – покров ліпаритів.	
	<u>П.2.2.2.</u> – Промислові родовища пегматитового класу <i>пов'язані з</i> магматичними формаціями: А – абісальних зон; В – гіпабісальних зон; С – субвулканічними; D – вулканогенними.	
	<u>П.2.2.3.</u> - Родовища гранітних пегматитів переважно <i>зустрічаються в зонах :</i> А – центральних геосинклінальних підняття та тектоно-магматичної активізації платформ; В – вулканогенних поясів; С – передгірських та між гірських прогинів; D – зеленокам'яних структур докембрійських щитів.	
	<u>П.2.2.4.</u> – Тіла сингенетичних пегматитів на відміну від епігенетичних <i>мають форму :</i> А – амебоподібних штоків; В – дайок, жил, плит; С – лінз, труб.	
<u>П.2.3.</u> – Генетичні класи і типи пегматитових родовищ	<u>П.2.3.1.</u> - Корундоносні плагіоклазити <i>належать до родовищ типу :</i> А – десиліфікованих гранітних пегматитів; В – лужних пегматитів; С – габро-пегматитів; D – взагалі не мають відношення до пегматитів.	
	<u>П.2.3.2.</u> – Родовища класу “простих” та “перекристалізованих” пегматитів <i>можуть розроблятися на :</i> А – мусковіт, керамічну сировину; В – Li, Be, Sn, W, Ta, Nb; С – п'єзооптичну сировину CaF ₂ , Al ₂ [SiO ₄][FOH] ₂ та Be ₃ Al ₂ [Si ₆ O ₁₈]; D – Al ₂ O ₃ (наждак, кристали).	

	<p>П.2.3.3. – Пегматитові родовища п'єзооптичного SiO₂, ювелірних відмін Al₂[SiO₄][FOH]₂ та інших самоцвітів <i>належать до генетичного класу</i> :</p> <p>A – метасоматично заміщених; B – перекристалізованих; C – простих пегматитів; D – десиліфікованих.</p>
--	---

Модуль П.3. Карбонатитові родовища

<p>П.3.1. – Генетична модель та головні чинники утворення карбонатитів</p>	<p>П.3.1.1. – Карбонатити – це скупчення ендегенних карбонатів, що є :</p> <p>A – магматичною породою; B – мармуром; C – скарном; D – хемогенним вапняком.</p>							
	<p>П.3.1.2. – Карбонатити є породами процесів:</p> <p>A – глибинного базальтоїдного магматизму; B – корового гранітоїдного магматизму; C – скарнування карбонатних відкладів; D – мармуризації вапняків.</p>							
	<p>П.3.1.3. Природу рудоносних карбонатитів пояснюють гіпотези, що висловлені в працях :</p>							
	<table border="1" style="width: 100%;"> <tr> <td style="width: 30%;">Х.Екерман</td> <td>1. Магматична</td> </tr> <tr> <td>Е.Сеттер</td> <td>2. Гідротермально-метасоматична</td> </tr> <tr> <td></td> <td>3. Метаморфічна</td> </tr> <tr> <td></td> <td>4. Хемогенно-осадова.</td> </tr> </table>	Х.Екерман	1. Магматична	Е.Сеттер	2. Гідротермально-метасоматична		3. Метаморфічна	
Х.Екерман	1. Магматична							
Е.Сеттер	2. Гідротермально-метасоматична							
	3. Метаморфічна							
	4. Хемогенно-осадова.							
<p>П.3.2. – Геотектонічна позиція та зв'язок із магматичними формаціями</p>	<p>П.3.2.1. - Родовища карбонатитової групи зустрічаються виключно в межах :</p> <p>A – платформ; B – щитів; B – геосинклінальних зон; C – вулканогенних зон; D – штокверкових зон.</p>							
	<p>П.3.2.2. – Карбонатити завжди знаходяться в просторово-генетичній асоціації з :</p> <p>A – дунітами, йолітами, сієнітами; B – гранітами, діоритами; C – габро-норитами, долеритами; D – дацит-ліпарит-андезитами.</p>							
	<p>П.3.1.3. – Карбонатитові родовища не пов'язані з геологічними формаціями типу :</p> <p>A – вулканогенно-осадова; B – моласова; C – вулканогенно-інтрузивна; D – теригенно-осадова.</p>							
<p>П.3.3. – Генетичні класи та типи карбонатитових родовищ</p>	<p>П.3.3.1. - Карбонатитові родовища є одним із головних джерел постачання :</p> <p>A – Nb, Ce, La, Zr, Ta; B – Pb, Zn, Au, Ag; C – Hg, Sb, As, Bi; D – Mo, W, Sn, Be, Li.</p>							
	<p>П.3.3.2. – Радіальне дайкоподібне тіло із вкрапленістю (Na, Ca, Ce)₂(Nb, Ta, Ti)₂O₆(F, OH) - ZrO₂ – (Ce,La)(CO₃)F – CaTiO₃ належить до утворень групи:</p> <p>A – інтрузивних карбонатитів; B – плутоногенно-гідротермальних; C – альбітит-грейзенових; D – вулканогенно-осадових.</p>							
	<p>П.3.3.3. – До групи карбонатитових родовищ належать:</p> <p>A – рідкіснометалево-рідкісноземельні (“ліпаритові”) та гематит-магнетитові; B – титано-магнетитові з кульсонітом; C – сульфідні мідно-нікелеві з платиноїдами; D – вольфрам-молібденитові з колумбітом і танталітом.</p>							

Модуль II.4. – Скарнові родовища

<p><u>II.4.1.</u> – Генетична модель та головні чинники процесів скарно- утворення</p>	<p><u>II.4.1.1.</u> – Скарноутворюючими мінералами можуть бути : A – гранат-піроксен-волостаніт; B – нефелін-рогова обманка; C – олівін-кварц; D – адуляр-глауконіт.</p>			
	<p><u>II.4.1.2.</u> – Члени ізоморфного ряду $Ca_3Al_2[SiO_4]_3 - Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$ та $CaMg[Si_2O_6] - CaFe[Si_2O_6]$ є головними складовими : A – вапнякового скарну; B – магнезійного скарну; C – силікатного скарну; D – навколоскарнової породи.</p>			
	<p><u>II.4.1.3.</u> – Природу скарновородних утворень пояснюють гіпотези, що висловлені в працях :</p>			
	<table border="1" style="width: 100%;"> <tr> <td style="width: 30%; text-align: center;"><i>Д.Коржиського</i></td> <td></td> </tr> <tr> <td>П.Пилипенка</td> <td> <ol style="list-style-type: none"> 1. інфільтраційно-дифузійного метасоматозу 2. гідротермально-стадійна 3. контактово-метаморфічна 4. ліквіційно-магматична. </td> </tr> </table>	<i>Д.Коржиського</i>		П.Пилипенка
<i>Д.Коржиського</i>				
П.Пилипенка	<ol style="list-style-type: none"> 1. інфільтраційно-дифузійного метасоматозу 2. гідротермально-стадійна 3. контактово-метаморфічна 4. ліквіційно-магматична. 			

<p><u>II.4.2.</u> - Геотектонічна позиція та зв'язок з магматичними формаціями</p>	<p><u>II.4.2.1.</u> – Скарнові родовища характерні для зон: A – центральних геосинклінальних піднять або тектоно-магматичної активізації платформ; B – вулканогенних поясів; C – зеленокам'яних структур докембрійських щитів; D – передгірських та міжгірських прогинів.</p>
	<p><u>II.4.2.2.</u> – Скарновородні утворення є продуктом після магматичної діяльності помірно кислих інтрузивів : A – ультра абісальної зони; B – абісальної зони; C – гіпабісальної зони; D – аеральної зони.</p>
	<p><u>II.4.2.3.</u> - Скарнові родовища просторово та генетично пов'язані з контактом : A – граніт-вапняк; B – дуніт-вапняк; C – граніт-алевроліт; D – базальт-мармур.</p>

<p><u>II.4.3.</u> – Генетичні класи та типи скарнового зруденіння</p>	<p><u>II.4.3.1.</u> - Скарнові родовища можуть розроблятися на : A – Fe, W, Mo, Pb, Zn, Cu; B – Li, Ta, Nb, Zr, La, Ce; C – Mn, Al, Au, Ag, Pt, Os; D – Ba, St, S, P, Hg, Sb.</p>
	<p><u>II.4.3.2.</u> Власне скарновими є родовища з рудоутворюючими мінералами: A - Fe_2O_3, $CaWO_4$, $CaBSiO_4(OH)$; B – HgS, Sb_2S_3, PbS, ZnS; C – MnO_2, Al_2O_3, $Al(OH)_3$; D – $CuFeS_2$, Cu_2S, CuS, Cu.</p>
	<p><u>II.4.3.3.</u> – Накладене скарнове зруденіння представлене прожилками та вкрапленнями : A - PbS, ZnS, $CuFeS_2$; B - HgS, Sb_2S_3, MnO_2; C – Cu, Au, Ag, Bi; D - Al_2O_3, $CaTiO_3$, $CaCO_3$.</p>

Модуль II.5. – Альбітит-грейзенів родовища

<p><u>II.5.1.</u> - Генетична модель та головні чинники процесів рудо- утворення</p>	<p><u>II.5.1.1.</u> – Зони альбітитизації та грейзенізації порід є результатом після магматичних процесів гідротермального метасоматозу внаслідок зміни : A – кислотно-лужного режиму та активності K^+ і Na^+; B – окиснено-відновлювального потенціалу середовища; C – напряму зниження температури і тиску.</p>
	<p><u>II.5.1.2.</u> – Процеси альбітитизації та грейзенізації порід розвиваються в температурному інтервалі : A – $500-250^{\circ}C$; B – $800-600^{\circ}C$; C – $250-100^{\circ}C$.</p>
	<p><u>II.5.1.3.</u> – Мінеральний склад альбітитів та грейзенів є специфічним:</p>

	<u>породи</u> А – альбітити В - грейзени	<u>мінерали:</u> 1. $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]\text{-SiO}_2\text{-K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]\text{-егірін}$ 2. $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]\text{-(OH)}_2\text{.SiO}_2$ – релікти польових шпатів, берил, топаз; 3. $\text{CaAl}_2[\text{SiO}_4]\text{-CaMgSi}_2\text{O}_6$.
<u>П.5.2.</u> - Геотектонічна позиція та зв'язок з магматичними формаціями	<u>П.5.2.1.</u> – Альбітит-грейзенові родовища притаманні зонам : А – тектоно-магматичної активізації та центрально-геосинклінальних піднять; В – перед- та міжгірських прогинів; С – вулканогенних поясів; D – зеленокам'яних структур.	
	<u>П.5.2.2.</u> – Зони альбітитів та грейзенів пов'язані з масивами вивержених порід типу : А – граніти, сієніти; В – дуніти, перидотити; С – габро, норити; D – андезити, дацити.	
	<u>П.5.2.3.</u> – Альбітит-грейзенові родовища переважно розташовані А – в куполах та апікальних частинах масивів; В – у придонній частині масивів; С – всередині масивів.	
	<u>П.5.2.4.</u> – Просторове співвідношення зон альбітитів та грейзенів стосовно гранітних куполів завжди чітко витримане : А – альбітити – в ендоконтакті, а грейзени – в екзоконтакті масиву; В - альбітити – в екзоконтакті, а грейзени – в ендоконтакті масиву; С – обидва – у межах ендоконтактної частини масиву; D – обидва - в екзоконтакті масиву.	
<u>П.5.3.</u> – Генетичні класи та типи родовищ	<u>П.5.3.1.</u> – Одним із головних джерел рідкісних металів є родовища, утворені в купольних частинах масивів апогранітів та апосієнітів, а саме : А – альбітитові В - грейзенові	
	1. Ta, Ni, Zr, U, Th 2. Be, W, Mo, Sn 3. La, Ce, Y, Hf 4 .Ge, Ga, Cd, Re.	
	<u>П.5.3.2.</u> – До класу “грейзенових” належать усі, наведені нижче типи родовищ, окрім : А – колумбіт-троктолітових; В – кварц-вольфрамітових; С – кварц-каситеритових; D – кварц-молібденітових.	
	<u>П.5.3.3.</u> – Родовища наведених нижче типів складають клас “альбітитових”, окрім : А – кварц-каситеритових; В – циркононосних метасоматитів; С – троктоліт-колумбітових; D – уранініт-горитових.	
	<u>П.5.3.4.</u> – Наведені рудоутворювальні мінерали притаманні кварцовим жилам у грейзенах : А – $\text{SnO}_2\text{-MoS}_2\text{-(Fe,Mn)WO}_4$; В – ZrSiO_4 ; С – $\text{(Fe,Mn)Nb}_2\text{O}_6\text{- (Fe,Mn)Ta}_2\text{O}_6$; D – $\text{UO}_2\text{-(U,Th)O}_2\text{-ThO}_2$.	
<u>П.5.3.5.</u> – Наведені мінерали в альбітитах можуть бути рудоутворювальними, окрім : А – (Fe,Mn)WO_4 ; В - $\text{UO}_2\text{-ThO}_2$; С - $\text{(Fe,Mn)Nb}_2\text{O}_6$; D - ZrSiO_4 .		

Модуль П.6. – Гідротермальні родовища

<u>П.6.1.</u> - Генетична модель та головні чинники зруденіння	<u>П.6.1.1.</u> – Рудоутворювальну гідротермальну систему називають пневматолітовою при РТ-умовах понад : А – 218 атм. і 374,11 ⁰ С; В – 515 атм. і 450,1 ⁰ С; С – 72 атм. і 100 ⁰ С; D – 375 атм. і 100 ⁰ С.
--	---

	<p><u>П.6.1.2.</u> – Низькотемпературними називають рудоутворювальні гідротерми з температурою, нижчою за: А – 200⁰С; В – 150⁰С; С – 100⁰С; D – 250⁰С.</p>	
	<p><u>П.6.1.3.</u> – Низькобарними називають гідротермальні системи рудоутворення із внутрішнім тиском, нижчим за : А – 218-200 атм.; В – 120-100 атм.; С – 50-10 атм.; D – 400-350 атм.</p>	
	<p><u>П.6.1.4.</u> – “Ювенільними” називають розчини, що за походженням є: А – мантійними, післямагматичними; В – метаморфогенними ; С – метеорними; D – вадозними.</p>	
	<p><u>П.6.1.5.</u> – За природою рудогенерувальні розчини поділяють на:</p>	
	<p><u>тип</u> А – підкорові; В- корові; С – метаморфогенні; D - вадозні</p>	<p><u>походження</u> 1- дегазация мантії; 2– магматична дистилляція; 3– дегідратація гідроксидів; 4 – інфільтрація метеорних вод.</p>
	<p><u>П.6.1.6.</u> – “Вадозні” розчини виникають за рахунок : А – опадів, морів, океанів; В – мантії, що дегазує; С – розплав, що остигає; D – осадових порід, що метаморфізуються.</p>	
	<p><u>П.6.1.7.</u> – Рудоутворювальна роль розчинів колоїдного типу найбільш реальна в умовах : А – при поверхневих зон; В – абісальних зон; С – контактово-інтрузивних зон; D – гіпабісальних зон.</p>	
	<p><u>П.6.1.8.</u> – Головною причиною виникнення колоїдної фази гідротерм є : А – різке зниження їхніх Т і Р; В – зміна рН-розчину; С – поступове охолодження розплав; D – настрій Творця.</p>	
<p><u>П.6.2</u> –Геолого-структурна позиція та зв’язок із магматичними формаціями</p>	<p><u>П.6.2.1.</u> – Переважна більшість гідротермальних родовищ так чи інакше пов’язана з після магматичною діяльністю вогнищ : А – кислого або лужного складу; В – основного складу; С – ультраосновного складу.</p>	
	<p><u>П.6.2.2.</u> - За характером залежності гідротермального зруденіння від магматичного вогнища розрізняють зв’язки :</p>	
	<p><u>назва</u> А – генетичні; В – парагенетичні; С – енергетичні; D – структурні; E - амагматичні</p>	<p><u>сутність</u> 1 – прямий (материнський); 2 – непрямий (братерський); 3 – запозичено-тепловий; 4 – просторовий; 5 – відсутність ознак такого зв’язку.</p>
	<p><u>П.6.2.3.</u> – Гідротермальні родовища металів генетично можуть бути пов’язані з тілами наведених магматичних порід, крім : А – дунітів, перидотитів; В – гранітів, гранодіоритів; С – сієнітів, монзонітів; D – андезитів, дацитів, ліпаритів.</p>	
<p><u>П.6.3.</u> – Генетичні класи та типи гідротермального зруденіння</p>	<p><u>П.6.3.1.</u> – Гідротермальні родовища поділяють на класи залежно від типу їхніх генетичних зв’язків і стану рудогенерувальної системи:</p>	
	<p><u>тип зв’язку</u> А – матаморфогенний В – плутоногенний С – вулканогенний D - телетермальний</p>	<p><u>тип системи</u> 1 - високобарний надкритично-гідротермальний; 2 - середньобарний, пневматолітово-гідротермальний; 3 – малобарний гетерогенно-гідротермальний; 4 – середньо-малобарний гомогенно-гідротермальний</p>

	<p><u>П.6.3.2.</u> - Плутоногенно-гідротермальний клас представлений родовищами майже всіх груп металів, окрім :</p> <p>A – Cr, V, Zr, Pt, Os; B – Au, Ag, Pb, Zn, Cu; C – Fe, Co, U, Th, Re; D – W, Mo, Sn, Nb, Ta.</p>
	<p><u>П.6.3.3.</u> - Вулканогенно-гідротермальний клас представлений родовищами:</p> <p>A - Au, Ag, Te, Se, S; B – Cu, Pb, Zn, Cd, In; C – Fe, Cr, Mn, V, Ti; D - W, Mo, Sn, Nb, Ta.</p>
	<p><u>П.6.3.4.</u> - Метаморфогенно-гідротермальний клас представлений родовищами :</p> <p>A - Au, графіт, U; B – W, Sn, Mo; C – Nb, Ta, Be; D – Cr, V, Ti.</p>
	<p><u>П.6.3.5.</u> - Телетермальні-гідротермальний клас представлений родовищами :</p> <p>A – HgS, Sb₂S₃, CaF₂; B – PbS, ZnS, SiO₂; MgCO₂; C- Fe₂O₃, Fe₃O₄, MnCO₃ D – SnO₂, MoS₂, (Fe,Mn)WO₄.</p>

Модуль П.7. Колчеданні родовища

<p><u>Навчальні елементи</u> <u>П.7.1</u> – Генетична модель та головні чинники зруденіння</p>	<p><u>П.7.1.1.</u> – Колчеданними називають родовища, складені колчеданами металів:</p> <p>A – Fe, Cu, Pb, Zn; B – Ti, Cr, V, Mn; C – Al, W, Sn, Mo; D – Au, Ag, Pt, Co.</p>
	<p><u>П.7.1.2.</u> – За своєю природою колчеданні родовища є:</p> <p>A – гідротермально-метасоматичними; B – ліквіційно-магматичними; C – виключно осадовими; D – метаморфічними.</p>
	<p><u>П.7.1.3.</u>- За глибиною формування колчеданні родовища є:</p> <p>A – при поверхневими, субмаринними; B – середньо- та більш глибинними; C – пов'язаними з корою звітрявання.</p>
	<p><u>П.7.1.4.</u> – Головні рудоутворювальні мінерали колчеданних родовищ:</p> <p>A – FeS-FeS₂-Cu FeS₂; B - Fe₂O₃-Fe₃O₄-Cu₂O; C – PbSO₄-ZnSO₄-CuSO₄; D – FeS-(Ni,Fe)₉S₈-Cu₅FeS₄.</p>
	<p><u>П.7.1.5.</u> – Колчеданні родовища є похідними процесів:</p> <p>A – глибинного базальтоїдного магматизму в умовах субмаринної фації; B – інтрузивно-магматичної діяльності гранітних батолітів; C – екструзивно-ефузивної діяльності наземних вулканічних центрів.</p>
<p><u>П.7.2.</u> – Геотектонічна позиція та зв'язок із магматичними формаціями</p>	<p><u>П.7.2.1.</u> – Зустрічаються лише в межах геосинклінальних зон:</p> <p>A – в трюгах раннього етапу геосинклінального розвитку; B – в зоні центрально- геосинклінальних піднять; C – у міжгірських прогинах; D – у передгірських прогинах.</p>
	<p><u>П.7.2.2.</u> – Колчеданні родовища просторово та парагенетично пов'язані з проявами ранньо-геосинклінального :</p> <p>A – субмаринного базальтоїдного магматизму; B – ліпарито-дацитового вулканізму; C – граніто-батолітового процесу; D – дополітоутворення гіпербазитів.</p>
	<p><u>П.7.2.3.</u>- У складі вулканогенно-осадових товщ тісно асоціюють з магматичними породами, що належать до формації :</p> <p>A – спіліто-кератофірів; B – андезито-дацитів; C – трапів.</p>

<p>П.7.3.- Генетичні класи та зони колчеданного зруденіння</p>	<p>П.7.3.1. – Колчеданні родовища є важливим джерелом видобутку (окрім сірки) :</p> <p>A – Cu, Pb, Zn; B – Fe, Ni, Co; C – W, Mo, Sn.</p>
	<p>П.7.3.2. – При класифікації колчеданних родовищ перш за все враховуються:</p> <p>A – глибинно-фаціальні відмінності; B – термобаричні параметри; C – мінеральні відміни руд; D – морфометричні особливості.</p>
	<p>П.7.3.3. - Гіпсометричні співвідношення колчеданних покладів різних фацій завжди витримані :</p> <p>A – субвулканічні – нижче, субмаринні - вище; B – навпаки.</p>
	<p>П.7.3.4. – Колчеданні родовища типу “Куроко” відрізняються тим, що в їхніх межах фаціальні відміни :</p> <p>A – дуже наближені і проявлені в одному рудному покладі; B – дуже рознесені у вертикальному розрізі; C – взагалі не проявлені.</p>