

лась мовби законсервованою в основних породах. Мабуть, слід вважати, що переродження мікрофойяїтів спричинене в першу чергу асиміляційними процесами, які пов'язані зі зміною складу середовища, в якому формувались мікрофойяїти (вміщуюча порода — альбітити). Егірнізація, що спостерігається в альбітитах, близька за часом і слідувала за формуванням мікрофойяїтів, відзначаючись уже метасоматичним характером.

У загальному ряді порід нефеліно-сієнітової формації Приазов'я маріуполіти займають особливе місце. Незалежно від змінного співвідношення породоутворюючих мінералів, вони відзначаються постійною присутністю егірину, нефеліну й альбіту, при повній або частковій відсутності калійового польового шпату. Саме завдяки такому складові за маріуполітами була закріплена окрема петрографічна назва. Поряд з егіриновим маріуполітом в Приазов'ї представлена ще одна його відміна (стюдяний маріуполіт), яку, можливо, вірніше буде назвати лічфільдитом, як це пропонує О. М. Заварицький.

Справжня природа маріуполітів та їх відношення до нормальних порід фойяїтового ряду встановлюються на підставі конкретних геологічних фактів та порівняльного мікроскопічного вивчення порід. Мікрофойяїти безперечно являють собою відщеплену частину фойяїтів і в цьому розумінні вони є залишковим продуктом. Їх самостійність була зумовлена не стільки зміною у складі фойяїтів, скільки зміною геологічних умов утворення нефелінових сієнітів, яка сталася після виділення фойяїтів. Характер розміщення мікрофойяїтів виявився більш близьким до того ж для пегматитів (кулоподібний — кільцевий тип структури), ніж до фойяїтів, для яких характерний конічний тип структури. Завдяки цьому сталося накладене мінералоутворення, що мало місце після появи мікрофойяїтів. В залежності від геологічних умов це переродження могло бути асиміляційним (наявність вміщуючих альбітитів), пегматогенно-метасоматичним або лише метасоматичним. Це не виключає гістерогенного переродження мікрофойяїтів за глибинних умов. Для ділянки б. Мазурової переважне значення мало пегматогенно-метасоматичне переродження мікрофойяїтів на маріуполіти.

При цьому маріуполіти слід вважати гетерогенними не лише за умовами їх утворення за рахунок мікрофойяїтів, а також в залежності від зміни первісного джерела. На інших ділянках Жовтневого масиву мікрофойяїти менш поширені, тому в цих місцях при утворенні маріуполітів вихідним матеріалом були лужні породи іншого складу. До такого випадку слід, можливо, віднести походження лепідомеланових маріуполітів (лічфільдити).

Ю. О. Русько

## ✓ До мінералогії нижньоюрських глин Миколаївського, Рай-Олександрівського та Никифорівського родовищ

Незважаючи на широке використання юрських глин Слов'янської групи родовищ, мінералогічний склад їх до цього часу не з'ясований. В той же час визначення його необхідне не тільки для встановлення залежності між властивостями і речовинним складом глинистої сировини, що значно скоротило б кількість технологічних випробувань, але також і для раціоналізації шукань та розвідування нових родовищ.

Для вивчення мінералогічного складу були відібрані зразки глин по розрізу Миколаївського (№ 175—181), Рай-Олександрівського (№ 182—186) та Никифорівського (№ 187—194) кар'єрів. Слід відзначити, що два перші кар'єри характеризуються цілком аналогічними геологічними

розрізами, тому що, по суті, вони розробляють одне і те ж родовище. Робочі пласти цих кар'єрів макроскопічно представлені сірою або темно-сірою щільною глиною, жирною на дотик, з раковинним або плитчастим зломом. Під ними залягає невеликої товщини (1—2 м) пласт вохристової глини.

Глина робочого пласта Никифорівського кар'єра відрізняється лише темночервоною або вишнево-червоною забарвленістю. Вохриста і червона забарвленість зумовлена наявністю тонкорозсіяних гідроокислів заліза. У воді глини розтріскуються і досить швидко розсипаються на дрібні гострокутні пластинки та лусочки. При цьому помітного збільшення в об'ємі не спостерігається.

Під мікроскопом у шліфах описувані глини характеризуються пелітовою структурою та орієнтованою текстурою. Основна маса породи представлена дуже дрібними лусочками глинистих мінералів з низькою інтерференційною забарвленістю першого порядку. У шліфах, виготовлених перпендикулярно до напластування, добре видно однорідне орієнтування глинистих часточок, що зумовлює одночасне згасання основної маси породи. Оптичні властивості глинистої частини вивчались у спеціально виготовлених орієнтованих агрегатах (текстурованих полікристалах), за методом М. Ф. Вікулової [4]. У косих зрізах орієнтовані агрегати (як правило) мають різко видовжену форму, порівнюючи добре виражену анізотропію та пряме згасання (рисунки 5, 6).

Нижче наводимо дані по визначенню показників заломлення косих зрізів з орієнтованих препаратів в імерсійних рідинах:

№ зразка	$Ng'$	$Np'$	$Ng' - Np'$
178	1,567	1,556	0,011
179	1,563	1,554	0,009
184	1,565	1,555	0,010
194	1,568	1,551	0,017

Серед основної глинистої маси безладно розсіяні найдрібніших розмірів лусочки серициту, зерна кварцу та частинки вуглистої речовини.

З метою попереднього визначення мінерального типу глин і виділення характерних зразків для детальних мінералогічних досліджень був застосований метод фарбування органічними барвниками [3].

При фарбуванні метиленовим блакитним суспензії всіх зразків набувають фіолетовосинього або синюватofiолетового кольору, який цілком не змінився або дуже мало змістився в бік довгохвильової області спектра після додавання КСІ. Суспензії, пофарбовані хризоїдином, а потім осаджені соляною кислотою, мають червоний, іноді цегляно-червоний колір. При цьому барвник не повністю адсорбувався глинистими мінералами, про що свідчить жовтий з різними відтінками колір розчину. Солянокислий бензидин зовсім не змінив первісного кольору суспензії.

Результати фарбування, таким чином, вказують на слабу зв'язуючу здатність глинистих мінералів по відношенню до катіонів органічних барвників, що характерне для каолініту та гідрослюди. Аналогічний характер забарвлення всіх зразків дозволив відокремити для дальших досліджень зраз. № 179, відібраний з середньої частини робочого пласта Миколаївського родовища, та зраз. № 194 — Никифорівського родовища.

Для дальшої роботи шляхом спрощеного седиментометричного аналізу були виділені фракції, менші за 1 мк, де концентруються, головним чином, глинисті мінерали.

Диференціальні криві нагрівання фракцій < 1 мк зразків № 179 та 194 зображені на рис. 1, а відповідні криві дегідратації — на рис. 2.

З розгляду кривих нагрівання видно, що для них характерні три основні термічні ефекти. Перший, низькотемпературний ендотермічний ефект, з максимумом при 130—135°, зумовлений виділенням поверхнево гідро-

скопичної та адсорбційної води, яка становить 4,66—5,33% від загальної ваги речовини (рис. 2). Найявний на термограмах більшості глинистих мінералів, відзначений ендоефект у кожному конкретному випадку відрізняється, головним чином, інтенсивністю. У даному випадку він зумовлений присутністю гідрослюди. Невелика ендотермічна зупинка при 200—210°, згідно з дослідженнями К. М. Феодотьева, зв'язана з видаленням води, яка супроводжує увібрані основи.

Другий, досить різкий ендотермічний ефект, з максимумом при 550°, зумовлений виділенням конституційної води каолініту та гідрослюди і

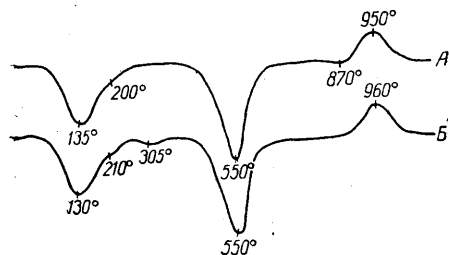


Рис. 1. Диференціальні криві нагрівання фракцій < 1 мк зразків № 179 (А) і 194 (Б).

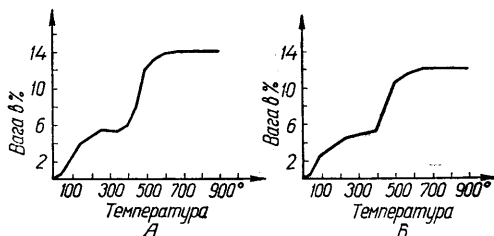


Рис. 2. Криві дегідратації фракцій < 1 мк зразків № 179 (А) і 194 (Б).

руйнуванням кристалічної решітки першого з утворенням тісної суміші вільного глинозему та кремнезему [2, 9, 6, 12]. Втрата ваги у відповідному температурному інтервалі становить 7,00—8,37%. Екзотермічний ефект при 950—960°, власливий для каолініту, викликаний кристалізацією  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$  і, мабуть, первинного муліту. Зниження інтенсивності і, в меншій мірі, температурного максимуму цього ефекту зумовлене мінералізуючою дією лугів [1], зв'язаних з гідрослюдою.

В свою чергу, гідрослюдистий ендоефект при 850—890°, попередній каолінітовому екзоефекту, не тільки значно послаблений (зраз. № 179), але й зовсім не проявився на термограмі зразка № 194, що також характерне для суміші гідрослюди та каолініту.

На кривій нагрівання зразка № 194 зафіксовано слабкий ендотермічний ефект при 305°, зв'язаний з наявністю в породі гідроокислів заліза [10, 11].

Таким чином, одержані диференціальні криві нагрівання та дегідратації свідчать про те, що досліджувані глинисті породи складаються, в основному, з гідрослюди та каолініту.

Для уточнення одержаних даних та виявлення мінералів-домішок, фракції < 1 мк досліджуваних зразків були піддані рентгенографічному аналізу. Знімання провадилось на залізному невідфільтрованому випромінюванні в камерах Дебая діаметром 68 мм. Обчислені кути відблиску виправлялися за особливим знімком з NaCl.

На одержаних рентгенограмах, незважаючи на наявність спільних ліній, характерних для багатьох шаруватих силікатів, зовсім виразно виділяється дифракційний спектр каолініту (див. таблицю). Цей мінерал у першу чергу встановлюється за цілим рядом базальних відображень, які відповідають міжплощинним віддалям: (001)—7,10—7,15 кХ; (002)—3,54 кХ; (003)—2,378—2,380 кХ; (004)—1,784—1,789 кХ; (005)—1,429—1,430 кХ.

Крім базальних рефлексів, на рентгенограмах зафіксована велика кількість інших, в більшій або меншій мірі характерних ліній каолініту, які відповідають міжплощинним віддалям: (020)—4,47—4,48 кХ; (111)—4,12—4,15 кХ; (200)—2,488—2,490 кХ; (131), (202)—2,335 кХ; (060)—1,486—1,487 кХ та ін. (див. таблицю).

За лініями каолініту, зафіксованими на рентгенограмі зразка № 179, розраховані параметри найпростішої комірки, які, відповідно, рівні:  $a$  — 5,15 кХ,  $b$  — 8,95 кХ,  $c \cdot \sin\beta$  — 7,3 кХ.

Крім каолініту, на рентгенограмах зафіксовані лінії іншого породоутворюючого мінералу, наявного не в меншій кількості, — гідрослюди типу іліту. Наявність відбивання (060), що відповідає міжплощинній віддалі в 1,497—1,498 кХ, і порівнюючи інтенсивного базального відбивання (002) в 10,1—10,5 кХ свідчить про те, що гідрослюда належить до діоктаедричного ряду [7, 8, 6].

Деякі зміщення базальних рефлексів в бік малих кутів, викликані збільшенням періоду повторювання вздовж осі  $C$ , зв'язане з насиченням водою міжпакетних просторів. Крім того, присутні на рентгенограмах лінії, що відповідають міжплощинним віддалям: (004) — 4,95—4,96 кХ; (110) — 4,47—4,48 кХ; (202) — 2,563—2,570 кХ; (133) — 2,443—2,445 кХ; (043) — 2,124—2,125 кХ; (312) — 1,642—1,646 кХ; (400) — 1,286—1,290 кХ та ін., порівнюючи слабка інтенсивність та нечіткість цих ліній — з безперечністю вказують на те, що другий основний породоутворюючий компонент представлений гідрослюдою типу іліту.

Якщо порівняти відносні інтенсивності відображень (060) каолініту і гідрослюди, які мало залежать від переважної орієнтації частинок, то можна твердити, що в досліджуваних породах вміст каолініту дещо вищий, ніж гідрослюди (приміром, на 10—15%) і становить близько 60% від фракції  $< 1$  мк.

Дуже переконливі дані відносно складу глинистих мінералів одержані шляхом рентгенографічного дослідження з термічною обробкою речовин. Відомо, що при нагріванні до 600°С кристалічна решітка каолініту руйнується разом з виділенням конституційної води, тоді як гідрослюда типу іліту, втрачаючи гідроксильну воду, зберігає, по суті, характер слюди. Руйнування її кристалічної решітки відбувається при температурах від 800 до 900°С.

На рентгенограмі фракції  $< 1$  мк (зраз. № 179), грітої на протязі двох годин при температурі 550—600°, не зафіксований ні один характерний рефлекс каолініту (табл. 1). Разом з тим тут наявні всі лінії іліту та кварцу, які проявились на рентгенограмі, знятій до гартування. Слід відзначити, що після прожарювання рефлекс (060) іліту змістився в бік малих кутів (від 1,497 до 1,510 кХ), що дуже добре помітно навіть візуально при зіставленні з чіткою лінією кварцу в 1,539 кХ. Немає сумніву, що це дуже цікаве явище потребує спеціального вивчення.

Крім рефлексів, характерних для каолініту та гідрослюди, на рентгенограмах зафіксовані найбільш інтенсивні лінії кварцу, які відповідають міжплощинним віддалям в 4,24—4,25 кХ; 3,33—3,34 кХ; 1,813—1,815 кХ; 1,538—1,539 кХ; 1,371—1,374 кХ. Порівняно низька інтенсивність цих ліній та відсутність інших, більш слабких, говорять про те, що кварц наявний в невеликих кількостях.

На рентгенограмі зразка № 194 виразно проявився рефлекс середньої інтенсивності в 2,67 кХ, який поряд з підсиленням відносної інтенсивності лінії в 4,15 і 1,71 кХ свідчить про наявність гетиту [11].

Електронномікроскопічне вивчення повністю підтвердило дані про мінералогічний склад порід, одержані за допомогою інших методів дослідження.

При перегляді під електронним мікроскопом та на електронномікроскопічних знімках (рисунки 3, 4) досить виразно спостерігаються частинки каолініту та гідрослюди.

Каолініт представлений, в основному, двома морфологічними різновидностями, які виділені за мірою збереження кристалографічних обрисів.

№ п/п	Зразок № 194		Зразок № 179		№ 179, прожарений до 600°C	
	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$
1	5р	10,5	5р	10,1	5	10,0
2	2	(7,80)	3	(7,90)	—	—
3	6	7,15	7	7,10	—	—
4	—	—	2	5,57	1	5,59
5	5	4,95	4	4,96	4	5,00
6	5	4,48	5	4,47	7	4,48
7	1	4,25	2	4,24	—	—
8	4	4,15	3	4,12	—	—
9	3	(3,91)	3	(3,89)	—	—
10	2	3,67	2	3,68	3	3,70
11	10	3,54	10	3,54	—	—
12	10	3,33	10	3,34	9	3,34
13	3	2,98	2	2,97	1	2,93
14	3	2,83	4	2,84	1	2,82
15	5	2,67	—	—	—	—
16	8	2,563	8	2,570	4	2,580
17	3	2,490	2	2,488	—	—
18	2	2,443	3	2,445	1	2,446
19	3	2,378	4	2,380	—	—
20	3	2,335	5	2,335	—	—
21	2	2,235	3	2,230	1	2,246
22	3	2,186	3	2,185	—	—
23	3	2,124	3	2,125	—	—
24	2	2,071	—	—	—	—
25	8	1,984	8	1,986	2р	1,999
26	2	1,890	3	1,890	—	—
27	3	1,847	3	1,840	—	—
28	4	1,815	3	1,813	3	1,816
29	3	1,789	3	1,784	—	—
30	2	1,741	—	—	—	—
31	5	1,702	5	1,692	2	1,695
32	5	1,663	4	1,663	3	1,660
33	4	1,642	3	1,646	—	—
34	2	1,585	—	—	—	—
35	2	1,539	5	1,538	4	1,539
36	6	1,497	5	1,498	4	1,510
37	4	1,486	5	1,487	—	—
38	3	1,450	3	1,452	—	—
39	2	1,429	3	1,430	—	—
40	—	—	1	(1,421)	—	—
41	3д	1,371	4д	1,374	5д	1,375
42	5	1,352	3	1,356	1	1,354
43	5	1,336	3	1,337	—	—
44	—	—	4	1,297	—	—
45	3	1,290	3	1,286	—	—
46	—	—	4	1,245	—	—

Першу різновидність представляють пластинки каолініту, які в тій чи іншій мірі зберегли первинну псевдогексагональну огранку (рис. 3). В таких частинах, як правило, виявляються збереженнями 2—3 грані, решта зруйнована в процесі перевідкладення. Рідше (зраз. № 194, рис. 4) зустрічаються ограновані пластинки каолініту, у яких всі грані виражені слабо, через певну згладженість або окатаність частинок.

Другу різновидність, наявну в порівняно великій кількості, становить каолініт у вигляді частинок, які повністю втратили кристалографічну огранку. Однією з характерних особливостей каолініту, яка дозволяє в багатьох випадках відрізнити його від схожих за формою індивідів гідролюди, є те, що кожна з частинок його по всій площі має сталу товщину.

Гідролюда представлена частинками різного розміру (до 1 мк),

неправильної, часто ізометричної форми, з різкими обрисами. Інколи спостерігаються сліди розщеплення і сколювання. Для окремих частинок звичайно характерна неоднакова товщина, внаслідок чого проникність для електронів не однакова. Краї лусочок гідрослюди — нерівні, поломані,

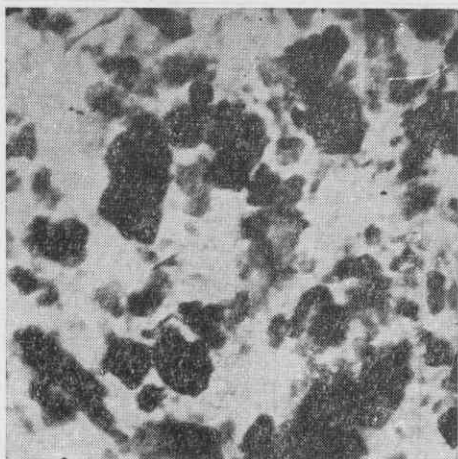


Рис. 3. Електронномікроскопічне фото фракції < 1 мк зразка № 179 (×8000).

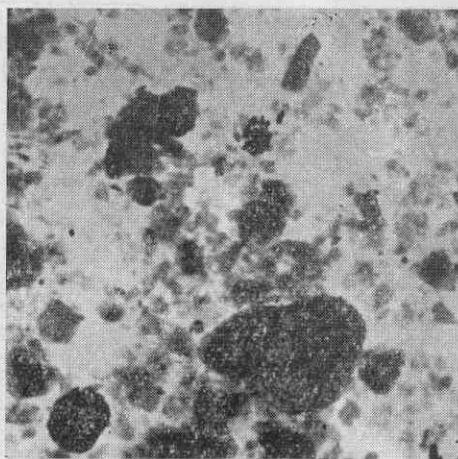


Рис. 4. Електронномікроскопічне фото фракції < 1 мк зразка № 194 (×8000).

але в значній мірі згладжені, і тільки в рідких випадках спостерігаються різко кутасті виступи. Морфологічні особливості частинок каолініту і гідрослюди свідчать про тривалий перенос та перевідкладення [5].

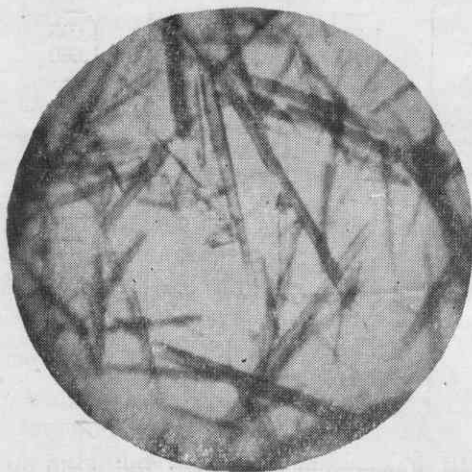


Рис. 5. Мікрофотографія орієнтованих агрегатів частинок < 1 мк зразка № 194. Ніколі ||. (× 25).

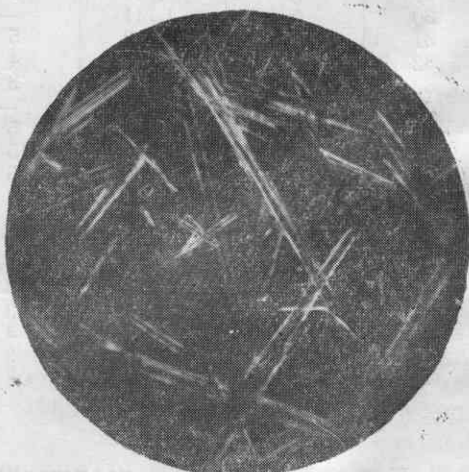


Рис. 6. Мікрофотографія орієнтованих агрегатів частинок < 1 мк зразка № 194. Ніколі +. (× 25).

Крім глинистих мінералів іноді зустрічаються найдрібніші ізометричні зерна кварцу (№ 179), які характеризуються повною непрозорістю і гранично виразними лініями обмеження.

Таким чином, внаслідок комплексних мінералогічних досліджень глини Миколаївського, Рай-Олександрівського та Никифоровського родовищ цілком певно встановлено, що головними породоутворюючими глинистими мінералами їх є каолініт і гідрослюда типу іліту. В значно меншій

кількості присутні в них кварц та серицит, а в червоних глинах Никифоровського родовища — гетит.

Щодо кількісного співвідношення каолініту та іліту, то, судячи з кривих нагрівання і обезводжування, а також із співвідношення відносних інтенсивностей характерних рефлексів, зафіксованих на рентгенограмах, можна твердити, що перший присутній у дещо більшій кількості — 45—50%, тоді як вміст гідрослюди досягає 35—40%. Такі мінералогічний склад і кількісне співвідношення найголовніших породоутворюючих мінералів і зумовлюють в значній мірі цінні якості глин цих родовищ.

#### ЛІТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С., О часов-ярском монотермите и об иллите из Иллинойса, Зап. мин. об-ва, ч. 71, в. 1—2, 1942.
2. Белянкин Д. С. и Феодотьев К. М., Кривая нагревания каолина в современном ее освещении, ДАН СССР, т. 65, № 3, 1949.
3. Веденеева Н. Е. и Викулова М. Ф., Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии, Госгеолиздат, 1952.
4. Викулова М. Ф., Определение минералогического состава частиц глин меньше 0,001 мм с помощью иммерсионных жидкостей. Кора выветривания, в. I, Изд-во АН СССР, 1952.
5. Викулова М. Ф., Электронномикроскопическое исследование глин, Госгеол-издат, 1952.
6. Грим Р., Брэдли В. и Браун Г., Слюдистые минералы глин, Сб. «Рентген. методы определ. и кристалл. строение минералов глин», ИЛ, 1955.
7. Йогансен И. В., Дебаграммы глинистых минералов, Труды Федоровской научной сессии, Углетехиздат, 1952.
8. Михеев В. И., Влияние изоморфного замещения в слюдах на характер дебаграмм, Минералог. сборник Львов. геол. об-ва, № 8, 1954.
9. Ричардсон Г. М., Фазовые превращения, происходящие при нагревании каолиновых глин, Сб. «Рентген. методы определ. и кристалл. строение минералов глин», ИЛ, 1955.
10. Роде Е. Я., Железородные месторождения алапаевского типа, т. 2, 1936.
11. Руксби Х. П., Окислы и гидроокислы алюминия и железа, Сб. «Рентген. методы определ. и кристалл. строение минералов глин», ИЛ, 1955.
12. Glass H. D., High-temperature phases from kaolinite and halloysite, Am. Min., v. 39, N 3—4, 1953.
13. Kulp J. L. and Trites A. E., Differential thermal analysis of natural hydrous ferric oxides. Am. Min., v. 36, N 1, 1951.

Г. В. Дуганов

### Дослідження геотермії Криворізького залізородного басейну

✓ Загальновідомо, що в міру збільшення глибини і наближення до центра Землі температура порід земної кори зростає.

Через неоднакові умови утворення та охолодження земної кори, склад і умови залягання гірських порід, вплив екзо- і ендотермічних та радіоактивних процесів, зростання температури гірських порід з глибиною в різних географічних пунктах земної кулі і на різних глибинах має різну інтенсивність.

Матеріали геотермічних досліджень, крім загальнонаукового значення, становлять великий практичний інтерес для гірничої промисловості. В Росії геотермічні дослідження почали провадитися з 30-х років XIX ст.; великі геотермічні дослідження в СРСР проведені С. О. Красковським [1, 2], в Донецькому басейні — О. Н. Щербанем [3] і Я. Н. Кашпуром [5].

В районі Криворізького басейну, крім одиничних вимірів температури води у свердловині, геотермічні дослідження не провадилися. Наведені в літературі значення геотермічного ступеня для Кривбасу в межах 100—120 м/°С, як показують аналіз матеріалів, на підставі яких вони одержані, і наші спостереження, сильно завищені і не відповідають дійсності.

В зв'язку з заглибленням гірничих робіт у Кривбасі (на сьогодні до

АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНСЬКОЇ РСР  
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК

---

Перевірено 1974 г.

# ГЕОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

Том XVII, вип. 1

1957 г.

---

ВИДАВНИЦТВО АКАДЕМІЇ НАУК УКРАЇНСЬКОЇ РСР  
КИЇВ—1957

Библиотека Отделения  
Геолого-Географических Наук