

УДК 551.217(477)

О ПЕПЛОНОСНОСТИ САРМАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЮГЕ УССР

Л. С. Белокрыс

Наличие в разрезе сармата на юге Украины пеплового материала впервые отмечено Л. Лепикашем [12], обнаружившим в верхах нижнего сармата в окрестностях с. Нововоронцовка (Херсонская обл.) в керне скважины тонкий (15 см) прослой слабо измененного вулканического пепла кислого состава (показатель преломления стекла — около 1,500). Впоследствии на этом стратиграфическом уровне в ряде скважин в Михайловском районе Запорожской области Н. Н. Карлов и М. Ф. Новосовский [10] встретили и детально исследовали прослой бентонита с реликтовой пепловой структурой, возникший, судя по содержанию SiO_2 (около 50 %), за счет основного вулканического стекла. В. П. Колесников [11] и Н. Н. Карлов [9] установили несколько тонких (до 6—10 см) линзовидных слоев вулканических пеплов (не указав их состава) в верхнем сармате ряда мест Керченского п-ова (Такыл-бурун, Ортаул, Красный Кут).

При детальном изучении верхнемиоценовых разрезов по побережью Керченского пролива (у сел Осовины, Подмаячное, Заветное, у оз. Тобечик и на мысе Коп-такыл) выявлена относительно высокая пеплоносность сарматских отложений (в особенности верхнего сармата) при почти полном отсутствии слоев вулканического пепла в меотисе.

Слойки вулканического пепла в сарматских отложениях Керченского п-ова обычно тонкие (первые миллиметры, редко 10—20 мм или более) и, будучи приуроченными к отдельным поверхностям наслоения серых, голубовато- и зеленовато-серых известковистых глин (в которых они прослеживаются до выклинивания на 5—15 м, а затем через некоторое расстояние появляются снова), имеют прерывисто-линзовидный характер. На указанном цветовом фоне вмещающих отложений пепловые слойки выделяются кремовато-белым и светло-оранжевым цветом*. Окраска более толстых слоев обычно не вполне однородна: на светло-оранжевом фоне отмечаются линзовидные участки толщиной 2—3 мм свинцово-серого цвета. Материал слоев слабо сцементирован: извлеченные из обнажения тонкие плиточки породы легко разламываются и растираются пальцами до мажущего тонкопылеватого состояния. Зернистость материала при этом едва ощущается.

Под микроскопом установлено, что порода слоев состоит из очень мелких (0,005—0,07 мм) бесцветных изотропных частиц остроугловатых форм; изредка обнаруживаются частицы зазубренно-клиновидных, рогульчатых и игольчатых форм. Содержание пелитовых частиц достигает 30—40 вес. %, частиц крупностью более 0,01 мм — 60—70 вес. %**. Показатели преломления таких частиц из разных слоев

* Эти цвета отличают пепловые слойки от частых в этих отложениях слоечков мучнистых диатомитов, обычно белых. Возможно, что некоторые из белых слоев также являются пепловыми, но при полевом описании и подсчете пепловых слоев они за таковые не принимались.

** Определено методом отмучивания (по П. П. Авдусину и В. П. Батурину) для трех проб пепла из разных слоев.

разреза среднего—верхнего сармата Коп-такыла, определенные иммерсионным методом, изменяются в пределах 1,525—1,510, что в общем соответствует стеклам от среднего до кислого состава (хотя при этом нельзя исключить некоторой изменчивости светопреломления различных частиц стекла в связи с разной степенью их гидратации). Обычно наблюдается обилие мелких (0,01—0,03 мм) бурых зернышек гидроокислов железа, имеющих произвольные овальные очертания, часто с расплывчатыми внешними контурами. Вокруг них по частицам стекла часто развиваются ореолы светло-бурого окрашивания шириной до 0,2—0,3 мм, которые, по видимому, и придают пепловым слоям кремоватые и оранжевые оттенки. В переменных количествах содержится мелкообломочный кварц (0,01—0,04 мм): в отдельных пепловых слоях его практически нет, в других же его содержание достигает 4—5 %.

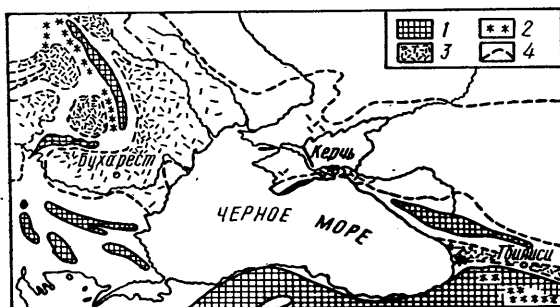
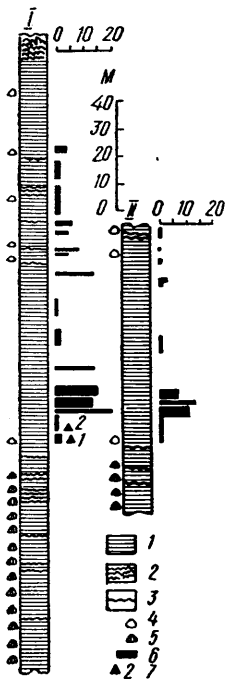


Рис. 1. Пеплоносность сарматских отложений на Керченском п-ове (мыс Коп-такыл (I), с. Подмаячное (II)):

1 — глинистые отложения; 2 — мшанковые биогермные известняки; 3 — перерывы в седиментации, зафиксированные поверхностями размыва и тонкими прослоями гравелитов и конгломератов; 4 — уровни нахождения верхнесарматских мактр; 5 — то же среднесарматской фауны; 6 — распределение пепловых слоев в разрезах (ширина столбиков показывает количество отмеченных слоев на 1 м мощности отложений); 7 — место отбора образцов пеплов, подвергнутых химическому исследованию (см. таблицу, № 1, 2)

Рис. 2. Распространение пирокластического материала в сарматских отложениях Причерноморья:

1 — горные сооружения; 2 — вулканические области; 3 — области распространения пирокластического материала в сарматских отложениях (области пеплопадов); 4 — границы распространения морских сарматских отложений

Таких слоев в разрезе средне-верхнесарматских отложений на мысе Коп-такыл мощностью около 225 м обнаружено 255. Из них только 8 отмечено в трехметровой пачке глин в средней части разреза криптомактровых слоев (видимой мощностью около 70 м), а остальные зафиксированы в верхнесарматских отложениях, где в 10 м выше подошвы последних они начинают прерывисто встречаться в слоях глин мощностью 1—4 м, разделяясь слоями или пачками слоев мощностью 7—8 м, в которых пепловые слои не отмечены. Отчетливо обособляется самая верхняя часть этих отложений (под рифовыми мшанковыми известняками) мощностью около 35 м, практически лишенная пепловых слоев (рис. 1).

Характерно, что наибольшая частота встречаемости пепловых слоев в разрезе у с. Подмаячное, расположенного примерно в 35 км севернее Коп-такыла, также приурочена к низам верхнего сармата (см. рис. 1). Видимо, это является следствием одновременного формирования пепловых слоев в этих разрезах за счет одних и тех же

пеплопадов. Однако ничтожные мощности слоев и их линзовидный характер не позволяют уверенно индивидуализировать хотя бы некоторые из них и произвести точные послонные корреляции этих близко расположенных друг к другу разрезов. Поэтому более оправданным является сопоставление таких разрезов по относительной частоте пепловых слоев в их разных частях. По этому показателю сравнимые разрезы построены довольно сходно (см. рис. 1).

Ничтожные мощности пепловых слоев (миллиметры и сантиметры) и пелитово-тонкоалевритовая размерность пепловых частиц свидетельствуют, очевидно, о большой удаленности центров вулканических извержений от современного Керченского п-ова: такие мощности пеплов формируются обычно на удалении от вулканов в многие сотни и тысячи километров [5, 8, 14].

Достоверно известны две ближайшие к территории юга Украины области эксплозивного вулканизма в сарматском веке: на западе — Карпаты [6, 22 и др] и на юго-востоке — Малый Кавказ [3, 4, 7, 16, 20 и др.]. Первая область расположена на удалении около 900—1000 км, вторая — порядка 700—900 км. Какая из них была поставщиком пепла на территорию юга Украины и не находился ли этот регион под одновременным влиянием вулканизма обеих областей — вопрос принципиально важный в стратиграфическом и палеогеографическом отношениях.

Тонкие прослойки вулканических пеплов в глинистых отложениях верхнего сармата отмечены на Тамани [2, 11], но они не указываются в литературе по сарматским отложениям Центрального Предкавказья. Н. И. Схиртладзе [20] обращает внимание на отсутствие пеплов в миоценовых отложениях Большого Кавказа. При этом постоянное наличие рассеянного вулканического стекла устанавливается в верхней половине криптомактровых слоев и чобандагской свиты (также имеющей, по-видимому, среднесарматский возраст), в нижней половине нацхорской свиты (верхний сармат) Карталинии, а также в верхах среднего сармата и в отложениях эльдарской свиты (верхний сармат) южной Кахетии [17]. Весьма характерно, что в сармате Восточной Грузии толщина пепловых слоев часто измеряется сантиметрами, в отдельных случаях (эльдарская свита) достигает 1 м [17, 20], а частицы стекла нередко имеют уже мелкопсаммитовую размерность. Таким образом, в юго-восточном от Керчи направлении содержание в сарматских отложениях пеплового материала и крупность его частиц возрастают, что можно рассматривать как свидетельство приближения к вероятным центрам вулканических извержений.

В западном от Керчи направлении в Степном Крыму, вплоть до Тарханкута, пепловый материал в сарматских отложениях не встречен в виде индивидуализированных слоев, но вулканическое стекло тонкоалевритовой размерности обнаруживается в составе легкой фракции в глинисто-карбонатных отложениях середины среднего сармата Альминской впадины (скв. 1 Минводы, гл. 155—158 м), в средней части среднесарматского разреза в бассейне р. Молочная (скв. 04, гл. 92—94 м).

К западу от Юж. Буга содержание пирокластического материала и частота его нахождения в сарматских отложениях увеличиваются [15, 23]. На территории Молдавии в разрезе сарматской толщи прослойки вулканических пеплов, часто в различной степени бентонитизированных, довольно многочисленны. Толщина многих из них измеряется несколькими сантиметрами, а в отдельных случаях достигает 0,8 м [18]. Еще более пеплоносны сарматские отложения в Румынии, где мощность прослоев пепловых и агломератовых туфов измеряется уже десятками сантиметров и метрами [24, 27], что, безусловно, связано с деятельностью в сарматском веке карпатских вулканов.

Таким образом, можно предположить, что западные районы юга Украины в сарматском веке могли находиться под преимущественным влиянием карпатских вулканов, а юго-восточные (Керченский п-ов) — под влиянием малокавказских (рис. 2) *. Поскольку на Малом Кавказе проявления вулканизма в раннем сармате достоверно не известны, то более вероятно, что нижнесарматские бентонитизированные пеплы на юге Украины [10] связаны с деятельностью карпатских вулканов. Хотя карпатский вулканизм в сармате характеризовался извержением преимущественно кислых и средних продуктов (липаритового, дацитового и андезитового состава), отдельные центры имели смешанный характер извержений, вплоть до базальтового [6, 22]. Распределение в сармате Молдавии (в частности, в низах верхнего сармата) основного стекла [23], вероятно, связано с последним обстоятельством.

Совершенно очевидно, что значимость конкретных пепловых горизонтов как стратиграфических коррелятивов будет определяться возможностями диагностики их литологической индивидуальности и значением вулканических центров, обуславливающих пеплопады на сопредельных и удаленных территориях.

Если исключить возможное формирование единичного пеплового прослоя вследствие осаждения материала, поступавшего из разных вулканических источников, то химический состав керченских пеплов в двух проанализированных случаях свидетельствует о их генетической связи с эффузивами, пересыщенными кремнеземом, но бедными (см. таблицу, № 1) или умеренно богатыми (№ 2) щелочами. Сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ в них составляет соответственно 5,70 и 6,60 %. Пересчеты химического состава керченских пеплов на числовые параметры (по методу А. Н. Заварицкого) обнаруживают их принадлежность к липарито-дацитовому типу вулканитов (см. таблицу).

В этом отношении керченские пеплы сходны с некоторыми эффузивами и грубыми пирокластами погребенных стратовулканов Закарпатья, действовавших в раннем панионе (позднем сармате), но отличны от последних несколько повышенным содержанием щелочей и умеренной насыщенностью глиноземом (сравним № 1, 2 и 3—6, см. таблицу). Пересыщенность глиноземом характерна для всех неогеновых вулканитов Закарпатья, что связывается с петрохимическими особенностями Карпатской вулканогенной провинции [22]. Кроме того, средние—кислые неогеновые вулканиты Карпат, как правило, устойчиво отличаются от рассматриваемых пеплов Керчи меньшей железистостью фемической составляющей.

По химическому составу керченские пеплы довольно сходны с верхнесарматскими пеплами Восточной Грузии (см. таблицу, № 7—9), но последние все же отличаются от первых теми же параметрами, что и закарпатские вулканиты. Направленность изменения мощностей пепловых слоев и размерности слагающих частиц стекла, а также всестороннее сходство (химическое, минеральное и по редким элементам) этих пеплов с породами развитой на юге Грузии мощной (до 1100 м) вулканогенной гондерзской (или гондерзско-кисатибской) свиты со всей определенностью указывают на нахождение позднемиоценовых эксплозивных центров в Южно-Грузинской области [20]. При изменчивом составе вулканических лав и туфов, слагающих гондерзскую свиту, среди них обнаруживаются породы, с которыми керченские пеплы сходны как по общему химическому составу, так и почти по всем числовым параметрам (см. таблицу, № 10).

В сарматском веке мощные эксплозивные извержения охватывали также соседнюю Армянскую вулканическую область, в частности Гега-

* Позднемиоценовый магматизм в пределах Большого Кавказа характеризовался интрузивными и экструзивными формами проявления [4, 16, 19].

5 Сравнительная характеристика сарматских вулканических пеллов Керченского п-ова (1, 2), пирокластических пород Закарпатья (3, 6), вулканических пеллов и туфов Грузии (7—10) и неогеновых эффузивов Армении (11—13)

Окисел, %	Керченский п-ов		Закарпатье			Восточная Грузия			Южная Грузия			Армения		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
	SiO ₂	67,70	64,70	67,46	67,70	64,10	64,52	63,02	67,82	67,52	63,82	66,19	63,85	69,88
TiO ₂	0,20	0,32	0,22	0,34	0,54	0,60	0,37	0,24	0,15	0,26	0,18	1,45	0,40	
Al ₂ O ₃	14,12	13,50	14,07	15,14	15,67	14,43	15,19	14,18	14,33	12,50	16,57	17,05	15,85	
Fe ₂ O ₃	1,70	4,30	2,55	1,75	1,39	6,15	0,29	0,41	1,73	0,63	1,46	1,67	1,47	
FeO	0,60	0,80	—	2,39	1,39	0,29	0,68	0,37	0,41	1,02	1,87	2,16	0,81	
MnO	0,03	0,36	0,03	0,20	0,07	—	—	—	0,09	0,08	0,07	0,14	—	
MgO	0,64	0,72	1,11	0,52	0,41	1,32	1,98	1,26	0,63	1,47	1,32	0,85	0,77	
CaO	3,25	2,54	3,50	3,40	4,15	3,25	2,25	1,44	1,03	4,76	4,34	4,12	1,83	
Na ₂ O	2,80	3,50	1,30	2,64	2,37	2,15	4,64	3,61	3,45	2,03	4,15	3,95	4,90	
K ₂ O	2,90	3,10	2,85	2,58	2,48	2,23	2,07	0,85	4,59	2,70	3,68	3,10	3,81	
П. п. п.	5,50	5,90	6,92	3,45	5,13	—	9,63*	9,86*	6,63*	10,87*	0,44	1,34*	0,69	
Сумма	99,44	99,74	100,17	100,02	99,18	97,59	100,12	100,02	100,46	100,14	100,27	99,68	100,41	

Пересчет по А. Н. Заварицкому

a	10,9	12,9	7,3	9,7	9,4	8,3	13,9	9,3	10,8	9,7	8,1	13,6	15,9
c	4,2	3,1	4,4	4,2	5,4	4,1	2,8	1,6	5,9	4,3	4,1	5,0	2,1
b	3,8	6,5	7,7	8,7	6,1	11,3	6,8	10,0	10,8	6,4	7,2	5,4	4,0
s	81,1	77,5	82,4	77,4	79,1	76,3	76,5	79,1	72,5	79,6	80,6	76,0	78,0
a'	15,1	—	44,9	43,9	41,5	32,3	31,9	69,4	44,8	—	—	—	16,9
f'	54,7	76,8	29,8	45,9	46,4	47,2	14,9	8,3	35,4	26,7	44,5	70,1	52,6
m'	59,3	19,8	25,3	10,2	12,2	20,5	53,2	22,2	19,8	40,8	33,3	27,3	30,5
n	59,3	63,5	40,9	60,9	59,4	59,3	77,0	86,5	52,8	67,7	63,2	65,9	66,4
Q	36,2	26,0	43,7	31,2	33,9	32,0	22,4	38,0	27,2	29,5	40,9	19,7	22,1

* Здесь—сумма $P_2O_5 + SO_3 + H_2O^+ + H_2O^-$.

1, 2—вулканические пеллы, Керченский п-ов, мыс Коп-такыл, верхний сармат: 1—обр. КТ-1/49, 2—обр. КТ-1/60 (аналитик Л. А. Митрова, химлаборатория института «Механобрчермет»); 3—плагиолипаритовый туф, г. Берегово, скв. 268, гл. 497 м, сармат [22, табл. 8, № 8]; 4—плагиолипаритовая туфолова, скв. 192, гл. 202,1 м, сармат [22, табл. 8, № 22]; 5, 6—гиподациговые туфы, с. Вышково-Велятино, карьер Кругляк, сармат [22, табл. 14, № 10, 11]; 7—9—вулканические пеллы: 7—хр. Катар, верхний сармат [20, табл. 3, № 3], 8—с. Надарбазев, верхний сармат [22, табл. 3, № 4], 9—с. Муссичхе, сармат—меотис (P) [20, табл. 3, № 17]; 10—вулканический туф, Годерская свита [20, табл. 8, № 3]; 11—дацит, г. Аранлер, Цалкуняцкий хр., неоген [1, № 981]; 12—липарито-дацит, г. Гутан-сар, Геламский хр., неоген [1, № 1007]

мо-Карабахский район. Хотя здесь извержения имеют преимущественно трахилипаритовый состав [16], фациальные переходы низов вохчабердской свиты, сложенной андезитами, андезито-базальтовыми дацитами и их туфами, в палеонтологически охарактеризованные средне-верхнесарматские отложения [3] свидетельствуют о сложном характере вулканизма в Армянской области. Среди эффузивов Армении содержатся породы, к которым керченские пеплы довольно близки (см. таблицу, № 11—13).

Приведенные петрохимические сравнения керченских пеплов с эффузивными образованиями двух вулканических областей — Карпат и Малого Кавказа — подтверждают, что наиболее вероятным источником средне-верхнесарматских пеплов Керчи являлись вулканы Малого Кавказа.

Вполне возможно, что наличие рассеянного вулканического стекла кислого—среднего состава на западе Крыма (у г. Саки) в отложениях, отнесенных автором по палеонтологическим данным к васильевским слоям среднего сармата, связано с теми же пеплопадами, которые обусловили образование пепловых слоев в середине изученной на мысе Коп-такыл 70-метровой толщи криптомактровых глин (см. рис. 1). Если в дальнейшем и в других разрезах подтвердится лишь однократное нахождение стекла в среднем сармате на юге Украины, то это будет одним из веских и независимых от палеонтологических данных аргументов для корреляции васильевских слоев юга Украины с верхней половиной криптомактровых слоев Керченско-Кавказской зоны.

Многие исследователи [7, 13, 14, 21 и др.] обращали внимание на территориальное и стратиграфическое совпадение распространения пирокластических и кремнистых пород (опок, трепелов, диатомитов, спонголитов, радиоляритов), объясняемое тем, что массовое развитие кремнеземаккумуляирующих организмов зависит от содержания в воде растворенного кремнезема, обогащение вод которым могло происходить либо вследствие подводного разложения пирокластического материала, либо вследствие проявлений подводного вулканизма и поствулканических эксгаляций. Сарматский бассейн в этом отношении не является исключением, так как территориальное и стратиграфическое совмещение районов распространения в нем слоев и пачек диатомитов и диатомовых глин (и редко спонголитов и силикофлагеллитов) с районами распространения в отложениях пирокластического материала очевидно.

SUMMARY

Volcanic ashes are of rare occurrence in the Sarmatian deposits between the Dnieper and South Bug rivers. They are more often found in Moldavia and Roumania; their beds become thicker, they may often occur as agglomerate tuffs. This was caused by the activity of the Carpathian volcanoes.

The volcanic ashes of Upper Sarmatian in the Kerch Peninsula are identical to some effusive rocks of the Minor Caucasus (South Georgia and North-West Armenia). The ashfalls occurred episodically in the South of the Ukrainian SSR in the Sarmatian age; they were caused by the activity of both the Carpathian and Minor Caucasian volcanoes.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б., Багдасарян Г. П., Казарян Г. А., и др. Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962. 435 с.
2. Алексин А. Г., Шарданов А. Н., Юдин Г. Т. и др. Геологические формации Западного Предкавказья. М.: Наука, 1973. 155 с.
3. Асланян А. Т. Новые данные о верхнемиоценовом возрасте вулканогенной тол-

- щи центральной части Малого Кавказа.— Изв. АН АрмССР. Сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, 1955, т. 8, № 6, с. 37—46.
4. Борсук А. М. Кайнозойский магматизм.— В кн.: Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. М., 1968, ч. 1, с. 539—545.
 5. Влодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение.— В кн.: Проблемы вулканизма. Ереван, 1959, с. 47—53.
 6. Данилович Л. Г. Эволюция магматизма и закономерности размещения магматических пород в Советских Карпатах.— Материалы XI Конгр. КБГА. Киев, 1977, с. 249—250.
 7. Дзоцендидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. 343 с.
 8. Калугин А. С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей.— Литология и полез. ископаемые, 1967, № 1, с. 3—22.
 9. Карлов Н. Н. К истории изучения вулканических пеллов Европейской части СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1957, т. 32, вып. 2, с. 25—47.
 10. Карлов Н. Н., Носовский М. Ф. Бентонит в нижнесарматских отложениях Причерноморской впадины.— Сов. геология, 1962, № 10, с. 126—131.
 11. Колесников В. П. Верхний миоцен.— В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 12. Неоген СССР. М., 1940, с. 229—376.
 12. Лепікаш Л. Вулканічний попіл з сарматських покладів околиць с. Нової Воронцовки.— Геологічний журн., 1935, т. 2, вып. 2, с. 150—151.
 13. Максимова С. В. Пороодообразующая роль кремневых организмов и вулканизм.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 5, с. 22—27.
 14. Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 168 с.
 15. Мельник А. П. Литология и закономерности формирования неогеновых отложений Побужья. Киев: Наук. думка, 1970. 218 с.
 16. Милановский Е. Е. Новейший вулканизм и его место в структуре и истории альпийской геосинклинальной области юга СССР.— Сов. геология, 1960, № 4, с. 40—56.
 17. Саркисян С. Г., Шаповалова Г. А. Петрография майкопских и сарматских отложений Восточной Грузии и палеогеография времени их образования. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 303 с.
 18. Саянов В. С., Макареску В. С., Хубка А. Н. Поздний миоцен.— В кн.: Палеогеография Молдавии. Кишинев, 1965, с. 103—124.
 19. Соболев Н. Д., Лебедев-Зиновьев А. А., Назарова А. С. и др. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских минеральных вод. М.: Госгеолтехиздат, 212 с. (Тр. ВИМС. Нов. сер., 1959; Вып. 3).
 20. Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1958. 368 с. (Монографии Геол. ин-та АН ГССР; № 8).
 21. Тихомиров С. В. Факторы осадочного процесса и его основной закон.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 3, с. 3—35.
 22. Ткачук Л. Г., Лозыняк П. Ю., Рейфман Л. М. и др. Пирокластические породы Карпатского региона.— В кн.: Пирокластические породы Украины. Киев, 1977. с. 4—69.
 23. Хубка А. Н. Литология, фации и стратиграфия континентальных отложений верхнего миоцена МССР и смежных районов УССР: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Одесса, 1967. 24 с.
 24. Huica I., Hinculov L., Babucea Y., Kokzur I. Contributii la cunoasterea tortonianului si sarmatianului din zona Minisu de Sus (bazinul Zarand).— Stud. si cerc. geol., geofiz., geogr. Ser. geol., 1972, t. 17, N 2, p. 347—370.
 25. Macarovic N., Jeanrenaud P. Revue generale du Neogene de Plateforme de la Moldavie.— An. stiint. Univ. Iasi (s. n.), 1958, sect. 2, t. 4, fasc. 2, p. 423—447.
 26. Pauca M. Le sedimentaire de la region eruptive du nord et de l'est de Baia Mare.— С. г. seances. (Com. geol. RPR), 1959, p. 199—202.
 27. Sagatovici A., Ionesi B. Studiul depozitelor sarmatiene din regiunea Minisul- de Sus-Chisindia (bazinul Zarandului).— An. Univ. Bucuresti, Geol., 1971, t. 20, p. 93—106.

Криворожский горнорудный институт

Статья поступила
15.IX 1978 г.