

УДК 550.93 (477) : 552.4 : 550.4

Г.В. Артеменко<sup>1</sup>, Е.В. Бибилова<sup>2</sup>, И.А. Самборская<sup>1</sup>, М.Е. Стеценко<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геохимии, минералогии и рудообразования  
им. Н.П. Семеновича НАН Украины  
03680, г. Киев-142, Украина, пр. Акад. Палладина, 34  
E-mail: regul@igmof.gov.ua

<sup>2</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН  
19991, г. Москва, Россия, ул. Косыгина, 19  
E-mail: bibikova@geokhi.ru

## ВОЗРАСТ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАБАЗИТОВ ЗАПАДНОГО ПРИАЗОВЬЯ

Определена верхняя возрастная граница образования амфиболитов Салтычанского антиклинория —  $2914 \pm 5,2$  млн лет. Эта датировка соответствует этапу метаморфизма протолита амфиболитов, вызванного внедрением плагиогранитоидов шевченковского комплекса (2,92—2,95 млрд лет). Амфиболиты антиклинория формировались по вулканическим и интрузивным породам основного состава. По геохимическим характеристикам они аналогичны мезоархейским амфиболитам Берестовской и Сорокинской зеленокаменных структур и соответствуют архейским толеитовым базальтам зеленокаменных поясов ТН I. Согласно геохимическим данным, изученные базиты Салтычанского антиклинория и Белоцерковской синклинали выплавлялись из плюмового источника, близкого по составу к примитивной мантии. Основные кристаллосланцы Белоцерковской синклинали отличаются от амфиболитов Салтычанской антиклинорали более высокой магнезиальностью и значительно большим содержанием Сг и Ni. По сравнению с архейскими толеитовыми базальтами ТН I, они обогащены легкими РЗЭ. Вероятно, это следствие метаморфизма их протолита в гранулитовой фации. Железистые кварциты, находящиеся среди основных кристаллосланцев Белоцерковской синклинали, по геохимическим характеристикам наиболее сходны с железистыми кварцитами Новогоровской ЗС, которые находятся среди перидотитовых коматиитов.

*Ключевые слова:* Западное Приазовье, metabазиты, Салтычанский антиклинорий, U-Pb возраст, РЗЭ, Белоцерковская синклиналь, Берестовская ЗС, Сорокинская ЗС.

**Введение.** Вопросы хроностратиграфического расчленения толщ metabазитов, генезиса, геохимической специализации и этапов метаморфизма относятся к числу важных нерешенных проблем геологии Западного Приазовья. На Салтычанском антиклинории, сложенном преимущественно гранитоидами шевченковского и обиточненского комплексов мезоархейского возраста (2,92—2,95 млрд лет) [2], достаточно часто встречаются останцы амфиболитов, метаультрабазитов, основных кристаллосланцев [13, 15]. Они приурочены, как правило, к ядерным участкам антиклинальных складок и отнесены к metabазитовой формации архейского

возраста как вулканогенные образования, которые формировались в геосинклинальных условиях [13, 15]. Согласно данным из указанных публикаций, metabазиты Западного Приазовья претерпели два этапа регионального метаморфизма — динамогеотермический, достигавший условий гранулитовой фации (архейский) и плутонический региональный метаморфизм амфиболитовой фации (конец архея и/или протерозой) [15]. Последний проявился в повсеместном диафторезе минеральных ассоциаций гранулитовой фации и широком развитии процессов мигматизации и гранитизации.

**Постановка проблемы.** О составе древнейшей коры Приазовского мегаблока ведется длительная дискуссия. Одни исследователи

© Г.В. АРТЕМЕНКО, Е.В. БИБИЛОВА,  
И.А. САМБОРСКАЯ, М.Е. СТЕЦЕНКО, 2014

считают наиболее древними породами в Западном Приазовье плагиогнейсы [7], а другие — метабазиты [13, 15]. Останцы метабазитов в Салтычанском антиклинории были отнесены к палеоархею (верхнетокмакской толще западноприазовской серии) на основании геологических построений [13, 15]. В то же время Салтычанский антиклинорий граничит на северо-востоке с Сорокинской и Берестовской зеленокаменными структурами (ЗС) мезоархейского возраста ( $>3,16$  млрд лет) [3, 13] (рис. 1) и останцы метабазитов на его площади могут быть "отторженцами" этих ЗС. В Белоцерковской синклинали, расположенной между Салтычанской и Гуляйпольской гранитно-купольными структурами мезоархейского возраста, среди сильно дислоцированных плагиогранитоидов наблюдаются останцы метабазитов (основные кристаллосланцы), протолит которых метаморфизован в гранулитовой фации. Они отнесены к темрюкской свите центральноприазовской серии [9]. Возрастные соотношения указанных метабазитов в Западном Приазовье остаются до настоящего времени неизученными. Важную роль в этих исследованиях могут играть геохимические исследования метабазитов, что позволит выполнить сопоставление по особенностям состава и реконструировать геодинамические условия их формирования.

**Цель работы** — определение возраста и геохимическое сопоставление метабазитов Западного Приазовья — Салтычанской антиклинальной структуры, Берестовской, Сорокинской ЗС и Белоцерковской синклинали.

**Методы исследований.** Содержание микроэлементов в породе определяли с помощью метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (*ICP-MS*). Использован физический метод измерения отношения массы заряженных частиц вещества (ионов) к их заряду с предварительной ионизацией в индуктивно-связанной плазме. Метод *ICP-MS* позволяет выполнять анализ объектов в диапазоне элементов от Li до U, включая элементы с высокими потенциалами ионизации — R3Э, Zr, Nb, W и др. Пределы обнаружения элементов:  $10^{-9}$ — $10^{-12}$  г/мл. Техническое обеспечение метода *ISP-MS* в ЦЛ ВСЕГЕИ (Россия): масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой серии *ELAN-DRC-6100*, микроволновая система *Milestone Ethos TS* и автоклавный комплекс для химического разложения проб. Используются утвержденные методики и государствен-

ные стандартные образцы для анализа разнообразных объектов. Истертые до состояния пудры образцы породы растворяют с применением кислот и затем анализируют. В общем случае исследуемый раствор с помощью перистальтического насоса подается в распылитель, в котором потоком аргона превращается в аэрозоль. Аэрозоль через центральный канал плазменной горелки попадает в плазму, где под воздействием высокой температуры (7000—8000 К) вещества, содержащиеся в пробе, диссоциируют на атомы, которые затем ионизируются. Образовавшиеся положительно заряженные ионы проходят через систему ионной оптики в анализатор, где происходит фильтрация ионов по массе и детектирование интенсивности ионного потока. Полученный сигнал



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Западного Приазовья (Бородыня и др., 2004, с изменениями): 1 — западноприазовская серия, 2 — драгунская толща, 3 — центральноприазовская серия, 4 — зеленокаменные породы Сорокинской (I) и Берестовской (II) ЗС, 5 — габбро и гранитоиды обиточненского комплекса. Протерозойские интрузии: 6 — гранитоиды, 7 — карбонатиты; 8 — разломы; 9 — предполагаемый контур Салтычанской антиклинали; 10 — точки отбора и номера проб

Fig. 1. Schematic geological map of West Azov (Borodnyia et al., 2004, with changes): 1 — West Azov series, 2 — Dragun thickness, 3 — Central Azov series, 4 — greenstone Soroki (I) and Berestove (II) GS, 5 — gabbro and granitoids of Obitchne complex. Proterozoic intrusions: 6 — granitoids, 7 — carbonatites; 8 — faults; 9 — probable circuit of Saltychiya anticline; 10 — sampling points and sample numbers

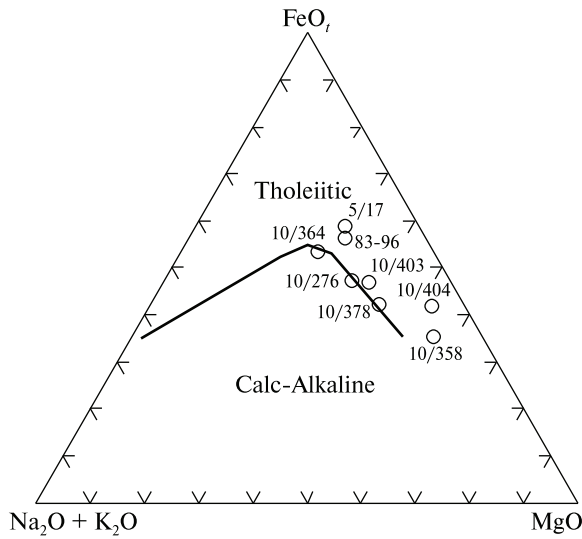


Рис. 2. Диаграмма AFM для метабазитов и пироксенитов Салтычанского антиклинария, Белоцерковской синклинали, Берестовской и Сорокинской ЗС

Fig. 2. AFM diagram for metabasites and pyroxenites of Saltychiya anticline, Belotserkivka syncline, Berestove and Soroki GS

трансформируется в зависимости интенсивности от величины  $m/z$ .

U-Pb датирование циркона из амфиболитов выполнено ион-ионным методом на масс-спектрометре *CAMECA 1270 NORDSIM* в Шведском музее естественной истории. Методика изотопных аналитических исследований изложена в публикациях Witehouse et al. [18, 19]. Точность измерения изотопного состава свинца составляла 0,1–0,3, U/Pb отношения — 1–3 %.

**Результаты исследований.** Салтычанский антиклинорий. Участок хут. Коза. Изучен круп-

ный полосовидный останец амфиболитов среди плагиогранитоидов шевченковского комплекса мощностью до 400 м, вскрытый в обнажении в крутой излучине р. Обиточная в 400 м ниже устья р. Сосикулак возле северной окраины хут. Коза ( $N47^{\circ}01,095'$ ;  $E36^{\circ}29,515'$ ). Азимут падения сланцеватости амфиболитов ЮЗ  $250^{\circ}$ , угол падения  $70^{\circ}$ .

Амфиболиты (обр. 83-96) крупнозернистые. Структура их гранобластовая, а местами пойкилобластовая и ситовидная. Состоят из, %: зеленой роговой обманки (40), плагиоклаза (38), амфиболитизированного пироксена (до 20) и апатита (1–2). Плагиоклаз сдвойникованный и замещается серицитом. Некоторые зерна амфибола содержат много мелкого круглого кварца, который образует ситовидную структуру. Согласно петрографическим данным, амфиболиты могли образоваться в результате метаморфизма пород основного состава в условиях амфиболитовой фации. Прорываются они жилами плагиогранитов шевченковского комплекса.

По химическому составу это основная порода нормального петрохимического ряда, натриевой серии [10] (табл. 1). Коэффициент железистости ( $K_{\phi}$ ) 68,15 %. На диаграмме AFM фигуративная точка их состава находится в поле пород толеитовой серии (рис. 2). Низкая величина отношения  $(Nb/La)_N = 0,58$  указывает на неизохимический метаморфизм и гранитизацию. На мультиэлементной диаграмме выделяются отрицательная аномалия Nb и положительные Ta, Sr и Ti (рис. 3). Суммарное

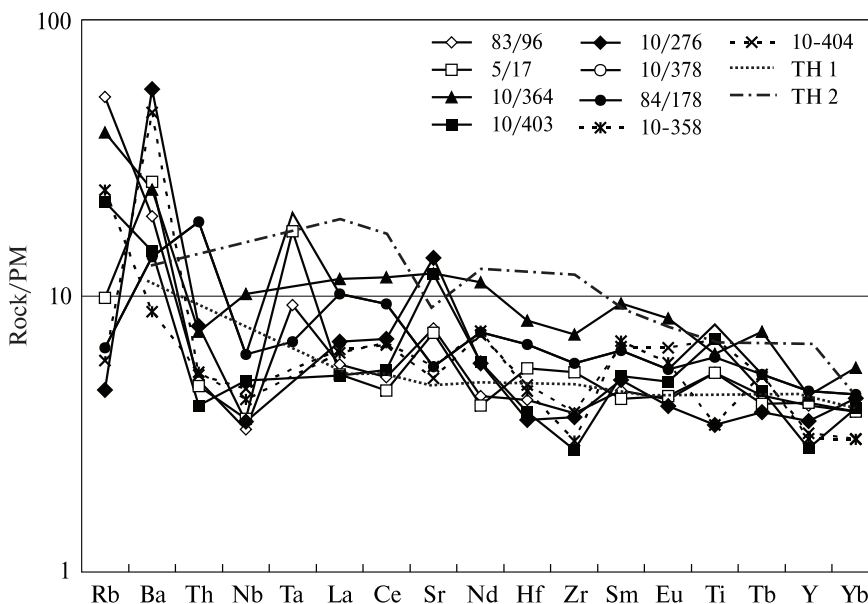


Рис. 3. Мультиэлементная диаграмма для амфиболитов и пироксенитов Салтычанского антиклинария, Белоцерковской синклинали, Берестовской и Сорокинской ЗС. TH I, TH II — архейские толеитовые базальты зеленокаменных поясов [8]. Нормирование на примитивную мантию [17]

Fig. 3. Multielement diagram for amphibolites and pyroxenites of Saltychiya anticline, Belotserkivka syncline, Berestove and Soroki GS. TH I, TH II — Archean tholeiitic basalts of greenstone belts [8]. Rationing on the primitive mantle [17]

содержание РЗЭ составляет 33,81 ppm. Распределение РЗЭ амфиболитов на графике слабо дифференцированное —  $(La/Yb)_N = 1,48$  при  $Yb_N = 11,06$  (рис. 4; табл. 2). По геохимическим характеристикам они подобны архейским толеитовым базальтам ТН I [8]. Фигуративная точка состава амфиболитов (обр. 83-96) на диаграмме  $Zr/Y - Nb/Y$  [16] легла выше линии  $\Delta Nb$  в поле базитов океанического плато, что

свидетельствует об образовании их протолита из мантийного магматического источника состава примитивной мантии (PM) с плюмовыми характеристиками (рис. 5).

Из амфиболитов обр. 83-96 был выделен водно-прозрачный циркон светло-розового цвета. Блеск стеклянный. Кристаллы округлой формы, прозрачные, похожие на драгоценный циркон. Минералогические характеристики

Таблица 1. Представительные химические анализы пород Западного Приазовья

Table 1. Representative chemical analyzes of the crystalline rocks of West Azov

Content, %	1/ 83-96	2/1 0/276	3/ 5/17	4/ 10/378	5/ 10/397	6/ 10/307	7/ 84/178	8/ 91/254	9/ 10/364	10/ 10/358	11/ 10/403	12/ 10/404
SiO <sub>2</sub>	48,07	49,57	46,98	50,54	46,07	46,48	49,82	40,50	47,51	46,94	49,53	45,96
TiO <sub>2</sub>	1,14	0,74	1,14	1,71	0,03	<0,01	1,30	0,08	1,34	0,74	1,51	1,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,48	14,08	16,10	10,05	0,61	0,46	13,44	0,48	13,84	8,91	14,15	9,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,29	0,44	5,26	1,45	18,95	28,48	3,29	32,40	1,69	0,88	1,41	2,71
FeO	6,84	9,69	9,01	9,36	25,98	17,45	10,73	19,40	12,20	10,77	9,27	9,63
MnO	0,22	0,21	0,30	0,22	0,31	0,21	0,28	0,40	0,24	0,20	0,20	0,21
MgO	5,67	7,31	6,06	10,05	3,23	1,77	6,42	2,95	6,13	17,33	8,11	14,98
CaO	13,22	10,69	10,67	11,26	2,82	1,81	9,99	2,50	9,78	8,94	10,69	10,81
Na <sub>2</sub> O	2,52	3,3	2,42	2,00	0,10	0,19	2,56	0,25	4,42	2,46	2,64	1,57
K <sub>2</sub> O	0,40	0,50	0,54	1,70	0,05	0,10	0,31	0,16	0,78	0,30	0,60	0,20
S <sub>общ.</sub>	Сл.	<0,02	Не опр.	0,03	<0,02	<0,01	0,03	Сл.	Не опр.	Не опр.	<0,02	<0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,08	0,24	0,12	0,64	0,19	0,17	0,14	0,15	0,11	0,10	0,10
CO <sub>2</sub>	0,38	—	Не опр.	—	—	—	0,10	0,23	—	0,08	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,08	0,26	0,07	0,26	0,11	0,27	0,03	Сл.	0,11	1,96	0,41	0,37
LOI	1,22	1,83	1,33	1,26	0,67	2,44	1,62	0,37	2,19	—	1,87	1,77
Total	99,62	98,72	100,12	100,01	99,51	99,85	100,09	99,86	100,38	99,62	100,49	99,57
K <sub>ф</sub> , %	68,15	58,08	70,19	51,82	93,29	96,29	68,59	94,61	69,38	40,20	56,84	45,17

**Примечание. Салтычанский антиклинорий:** 1 — амфиболит, обн. на правом берегу р. Обиточная, в 400 м ниже устья р. Сосикулак возле северной окраины хут. Коза (обр. 83-96); 2 — амфиболит, обн. на правом берегу р. Кильтичия в с. Ивановка (обр. 10/276); 3 — амфиболит, обн. на правом берегу р. Кильтичия в центре с. Андреевка (обр. 5/17); **Белоцерковская синклиальная структура:** 4 — основной кристаллосланец, левый борт б. Очеретина, ниже плотины первого сверху озера (обр. 10/378); 5 — железистый кварцит, там же (обр. 10/397); **Сорокинская ЗС:** 6 — железистый кварцит, правый берег р. Буртичия, хут. Сороки (обр. 10/307); 7 — амфиболит, обн. в балке Собачья (обр. 84-178); **Новогоровская ЗС:** 8 — железистый кварцит, скв. 300 С, гл. 332,6 м (обр. 91/254); **Берестовская ЗС:** 9 — амфиболит, левый борт р. Берестовая в южной части с. Карла Маркса (обр. 10/364); 10 — пироксенит, там же (обр. 10/358); 11 — амфиболит, обнажение в б. Глубокая, севернее с. Николаевка (обр. 10/403); 12 — пироксенит, там же (обр. 10/404). Силикатные анализы выполнены в лаборатории ИГМР НАН Украины.

**Note. Saltych anticline:** 1 — amphibolite, outcrop on the right bank of Obytochna rv., 400 m below the mouth of the Sosikulak rv. near the northern margin Kozia bowery (sample 83-96); 2 — amphibolite, outcrop on the right bank Kiltichiya rv. in Ivanivka vl. (sample 10/276); 3 — amphibolite outcrop on the right bank Kiltichiya rv. in the center Andreevka vl. (sample 5/17); **Belotserkovska syncline structure:** 4 — basic crystalline shists, left board Ocheretina inflow, below the dam on top of the first lake (sample 10/378); 5 — ferruginous quartzite, ibid (sample 10/397); **Soroki GS:** 6 — ferruginous quartzite, right bank Burtichiya rv., Soroki margin (sample 10/307); 7 — amphibolite outcrop in Sobachy inflow (sample 84-178); **Novogorovka GS:** 8 — ferruginous quartzite, borehole 300 C, depth 332.6 m (sample 91/254); **Berestova GS:** 9 — amphibolite, left board Berestova rv. in the southern part of Karl Marx vl. (sample 10/364); 10 — pyroxenite, ibid (sample 10/358); 11 — amphibolite, outcrop in Glubokaya inflow, the north Mykolaivka vl. (sample 10/403); 12 — pyroxenite, ibid (sample 10/404). Silicate analyzes were performed in the laboratory of IGMR NAS of Ukraine.

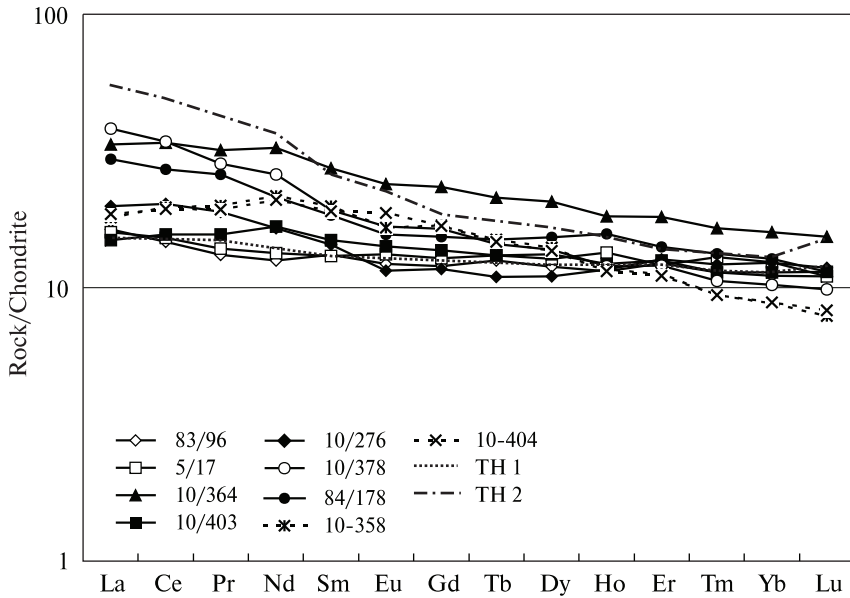
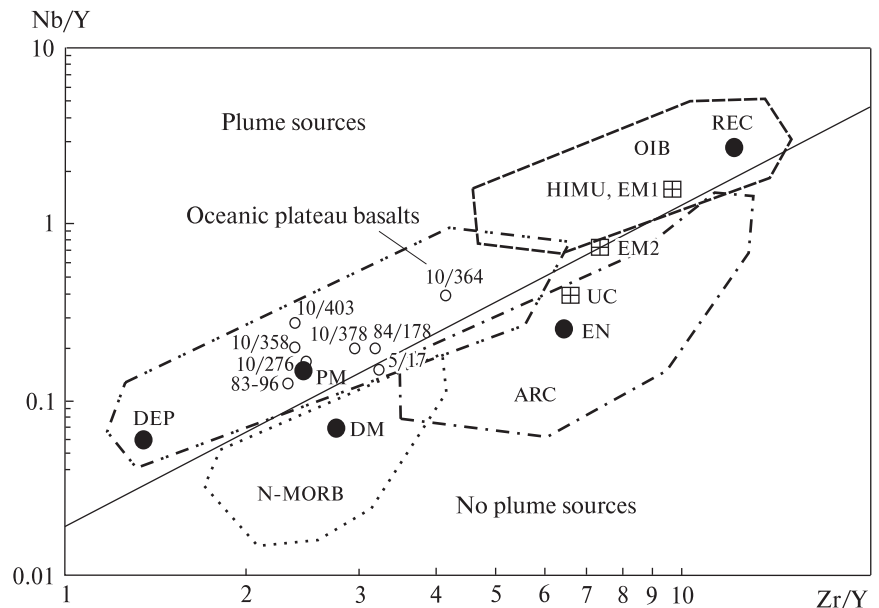


Рис. 4. Графики распределения РЗЭ для амфиболитов и пироксенитов Салтычанского антиклинария, Белоцерковской синклинали, Берестовской и Сорокинской ЗС. ТН I, ТН II — архейские толеитовые базальты зеленокаменных поясов [8]. Нормирование на хондрит C1 [17]

Fig. 4. REE distribution graphs for amphibolites and pyroxenites of Saltychiya anticline, Belotserkivka syncline, Berestove and Soroki SSC. TH I, TH II — Archean tholeiitic basalts of greenstone belts [8]. Rationing on the C1 chondrite [17]

Рис. 5. Диаграмма Zr/Y — Nb/Y [16] для метабазитов Салтычанского антиклинария, Белоцерковской синклинали и Берестовской ЗС

Fig. 5. Zr/Y — Nb/Y diagram [16] for metabasites of Saltychiya anticline, Belotserkivka syncline, and Berestove GS



указывают на его метаморфогенный генезис, внутреннее строение однородное.

Циркон из амфиболитов характеризуется низким содержанием урана и свинца ( $U = 26-45$ ,  $Pb = 19-34$  ppm). Величина Th/U отношения находится в пределах  $0,30-0,55$ , что характерно для циркона гранитоидов (табл. 3). Возраст циркона из амфиболитов составляет  $2914 \pm 5,2$  млн лет (рис. 6). Значения изотопного возраста по всем измеренным точкам близки к конкордантным. Полученная датировка соответствует времени метаморфизма и гранитизации протолита амфиболитов.

Участок с. Ивановка. Аналогичное геологическое положение занимают амфиболиты

в обнажении на правом берегу р. Кильтичия в с. Ивановка (азимут падения — СВ  $30^\circ$ , угол падения  $80^\circ$ ,  $N46^\circ59,892'$ ;  $E36^\circ38,126'$ ), где они прослеживаются на протяжении около 500 м. Амфиболиты прорваны трондьемитами шевченковского комплекса, что указывает на их архейский возраст.

Амфиболит (обр. 10/276) среднезернистый, структура гранобластовая. Минеральный состав, %: амфибол (70—80), плагиоклаз (10—15), кварц (5—10) и рудный минерал (ед. зерна). Амфибол представлен двумя разновидностями. Первая — буро-зеленого цвета, развитая по пироксену, вторая — удлиненные таблички светло-зеленого цвета. Плагиоклаз сдвойникован-

Таблица 2. Содержание элементов в породах, по данным ICP-MS, ppm  
 Table 2. The content of elements in rocks according ICP-MS, ppm

Component	1/ 83-96	2/ 10/276	3/ 5/17	4/ 10/378	5/ 10/397	6/ 10/307	7/ 84/178	8/ 91-254	9/ 10/364	10/ 10/358	11/ 10/403	12/ 10/404
Be	0,74	0,42	0,68	0,76	0,53	0,90	—	0,46	0,82	3,04	0,47	0,48
Rb	33,41	2,90	6,26	3,33	0,52	3,90	4,11	0,50	24,78	15,31	13,89	3,70
Sr	161,00	290,00	155,00	153,30	24,86	35,30	117,00	38,2	254,30	117,00	253,20	106,50
Ba	136,00	391,00	181,00	162,20	9,77	53,20	96,70	7,0	169,70	61,39	101,60	322,80
V	306,00	283,00	301,00	233,50	12,97	12,80	290,00	9,3	365,50	247,40	271,20	276,00
Cr	206,00	103,00	154,00	748,60	22,79	8,90	138,00	21,9	143,50	1393,00	341,00	1406,00
Co	53,90	49,10	55,20	56,61	3,32	2,80	48,60	2,5	50,26	69,86	43,19	68,07
Ni	93,00	138,00	91,90	239,20	13,86	14,60	68,30	27,2	86,12	608,70	103,10	527,80
Cu	59,40	47,00	79,70	29,82	6,95	23,20	—	15,6	70,56	134,40	80,14	105,20
Zn	88,50	117,00	98,10	107,20	17,54	56,50	—	20,4	138,20	97,64	91,31	125,70
Ga	15,60	16,70	15,70	16,75	1,91	1,20	—	0,92	22,35	14,42	16,54	20,30
Y	18,20	16,00	18,70	14,41	8,41	10,40	20,60	3,9	19,87	13,87	12,77	14,50
Nb	2,34	2,50	2,56	3,07	2,36	0,40	4,37	0,65	7,26	3,01	3,52	3,28
Ta	0,13	—	0,24	—	—	—	0,28	0,027	—	—	—	—
Zr	42,00	40,80	59,40	41,63	2,58	4,90	63,90	6,9	81,17	33,43	30,99	42,55
Hf	1,30	1,10	1,69	1,40	0,07	0,09	2,06	0,089	2,52	1,40	1,17	1,47
U	0,23	4,50	<1,00	0,11	0,18	1,30	0,87	0,10	0,26	0,17	0,18	0,39
Th	0,42	0,66	0,40	0,63	0,27	0,52	1,58	0,20	0,63	0,45	0,34	0,44
La	3,87	4,70	3,57	9,03	3,38	5,40	6,99	1,3	7,90	4,28	3,54	4,40
Ce	9,00	12,4	8,07	20,96	8,03	9,80	16,60	2,7	20,72	12,07	9,59	11,86
Pr	1,25	1,80	1,14	2,70	1,03	1,20	2,47	0,23	3,03	1,90	1,49	1,83
Nd	5,87	7,70	5,42	12,13	4,79	5,20	10,00	1,20	15,16	10,11	7,80	9,77
Sm	2,02	2,20	1,88	2,94	1,19	1,20	2,81	0,22	4,18	3,04	2,28	2,91
Eu	0,71	0,67	0,73	0,97	0,60	0,50	0,91	0,14	1,39	0,96	0,82	1,09
Gd	2,46	2,40	2,36	3,37	1,46	1,60	3,15	0,30	4,79	3,47	2,81	3,46
Tb	0,47	0,41	0,44	0,54	0,24	0,26	0,56	0,042	0,80	0,56	0,49	0,55
Dy	3,03	2,80	3,00	3,50	1,68	1,60	3,88	0,28	5,23	3,57	3,36	3,46
Ho	0,65	0,66	0,72	0,68	0,35	0,38	0,89	0,068	1,03	0,66	0,69	0,65
Er	2,03	2,10	2,10	1,99	1,10	1,20	2,33	0,24	3,00	1,86	2,08	1,83
Tm	0,29	0,31	0,29	0,27	0,16	0,17	0,34	0,034	0,42	0,24	0,29	0,24
Yb	1,88	2,10	1,88	1,74	1,07	1,20	2,17	0,22	2,71	1,49	1,93	1,50
Lu	0,28	0,30	0,29	0,25	0,16	0,17	0,29	0,038	0,39	0,20	0,29	0,21
Mo	1,33	0,31	1,02	0,49	1,26	1,10	—	1,30	0,41	0,31	0,43	0,48
Sn	1,15	0,83	0,80	0,87	2,12	1,10	—	—	1,21	8,66	0,45	0,56
Cs	0,51	0,11	0,23	0,01	—	0,87	—	1,30	1,53	1,13	0,39	0,67
W	0,67	0,48	0,48	0,07	0,27	0,79	—	—	0,42	0,99	0,30	0,55
Pb	4,26	5,70	3,08	2,89	0,63	3,30	—	0,12	1,65	1,72	0,84	0,84
Nb/Y	0,129	0,16	0,14	0,21	—	—	0,21	—	0,37	0,22	0,28	0,23
Zr/Y	2,31	2,55	3,18	2,89	—	—	3,10	—	4,09	2,41	2,43	2,93
(La/Yb) <sub>N</sub>	1,48	1,61	1,36	3,72	—	—	2,31	—	2,09	2,06	1,32	2,10
(Nb/La) <sub>N</sub>	0,58	0,51	0,69	0,33	—	—	0,60	—	0,89	0,68	0,96	0,72
ΔNb	0,16	0,15	—0,09	0,18	—	—	0,12	—	0,13	0,34	0,44	—

Примечание. Привязки образцов даны в табл. 1. *N* — отношение, нормированное по хондриту C1 [17].

Note. References of samples are given in Table 1. *N* — ratio, normalized to chondrite C1 [17].

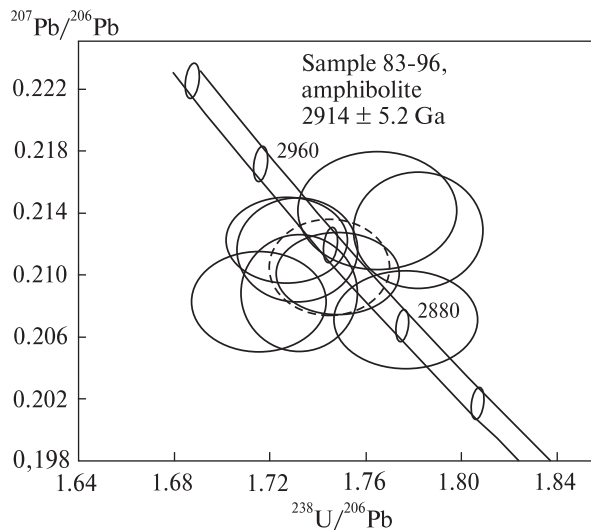


Рис. 6. Результаты U-Pb исследований циркона из амфиболитов (пр. 83-96)

Fig. 6. Results of U-Pb studies of zircon from amphibolite (sample 83-96)

ный. По химическому составу это основная порода нормального петрохимического ряда, натриевой серии [10] (табл. 1).  $K_{\phi} = 58,08\%$ . На диаграмме *AFM* фигуративная точка их состава находится в поле пород толеитовой серии (рис. 2). Низкая величина отношения  $(Nb/La)_N = 0,51$ , наиболее вероятно, указывает на неизохимический характер их метаморфизма и гранитизацию. На мультиэлементной диаграмме выделяются отрицательные аномалии Nb, Ti и положительная Sr (рис. 3). Суммарное содержание РЗЭ составляет 40,55 ppm. Распределение РЗЭ амфиболитов на графике слабо дифференцированное —  $(La/Yb)_N = 1,61$  при  $Yb_N = 12,35$  (рис. 4; табл. 2). По геохимическим характеристикам они аналогичны ар-

хейским толеитовым базальтам ТН I [8]. По величине отношения высокозарядных элементов (*HFS*) на диаграмме (рис. 5) фигуративная точка состава амфиболитов легла выше линии  $\Delta Nb$  ( $\Delta Nb > 0$ ), что свидетельствует об образовании их протолита базитового состава из плюмового источника состава *PM*.

Участок с. Андреевка. Большие по площади выходы амфиболитов и основных кристаллических сланцев среди плаггиогнейсов находятся в северо-восточной части Салтычанской антиклинорной структуры в долинах рек Кильтичия и Буртичия [11]. Метабазиты этого участка в настоящее время относятся к верхнетокмакской толще западноприазовской серии [5]. Породы основного состава здесь встречаются в виде небольших линз и маломощных пачек среди плаггиогранитоидов, которые часто характеризуются сланцеватостью, приобретенной в результате динамометаморфических преобразований.

Нами изучено полосовидное тело амфиболитов мощностью до 350 м в обнажении на правом берегу р. Кильтичия напротив центральной части с. Андреевка (азимут падения ЮЗ 220°, угол 70°,  $N47^{\circ}04,488'$ ;  $E36^{\circ}35,950'$ ). Вмещающими породами с южной стороны полосы амфиболитов служат биотит-амфиболовые плаггиограниты с U-Pb возрастом 3120 млн лет [2].

Амфиболиты (обр. 5/17) крупнозернистые, имеют габбровую структуру. Минеральный состав, %: зеленая роговая обманка (70), плаггиоклаз (30), реликты клинопироксена. Некоторые кристаллы плаггиоклаза полисинтетически сдвойникованные. По химическому составу это основная порода нормального петрохимического ряда (табл. 1). На диаграмме *AFM* их

Таблица 3. Результаты U-Pb датирования циркона из амфиболитов (обр. 83/96)

ион-ионным методом на масс-спектрометре CAMECA 1270 NORDSIM, Швеция

Table 3. Results of U-Pb isotopic investigations of zircon from amphibolite (sample 83-96) by ion-ion method by mass-spectrometer CAMECA 1270 NORDSIM, Sweden

Sample, poits	Content, ppm			Th/U	<sup>206</sup> Pb common	Isotopic ratios		Age, Ma	Degree of disc., %
	U	Th	Pb			<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		
n2156-1	38	18	30	0,52	0,07	0,5720	16,566	2906 ± 14	0,44
n2160-7a	28	8	20	0,30	0,07	0,5667	16,731	2937 ± 19	1,8
n2160-8a	40	13	29	0,31	0,14	0,5629	16,072	2883 ± 16	0,19
n2160-9a	32	14	25	9,44	0	0,5829	16,740	2892 ± 17	2,95
n2160-10a	45	14	34	0,33	0,09	0,5790	16,943	2922 ± 14	0,94
n2160-10b	35	20	27	0,55	0,18	0,5776	16,851	2917 ± 17	0,91
n2160-1a	28	15	21	0,52	0,1	0,5612	16,469	2927 ± 19	2,35
n2160-12a	26	9	19	0,33	0,23	0,5773	16,620	2896 ± 19	1,7

фигуративная точка состава находится в поле пород толеитовой серии (рис. 2). Таким образом, протолитом для амфиболитов была основная плутоническая порода нормального ряда. По содержанию редких элементов они сходны с толеитовыми базальтами зеленокаменных поясов ТН I [8]. Распределение РЗЭ амфиболитов на графике слабо дифференцированное —  $(La/Yb)_N = 1,36$  при  $Yb_N = 14,12$  (рис. 4; табл. 2). На мультиэлементной диаграмме выделяются отрицательная аномалия Nb и положительные Ta, Ti и Sr (рис. 3). Низкое значение отношения  $(Nb/La)_N = 0,64$  указывает, вероятно, на их неизохимический метаморфизм и гранитизацию. На диаграмме Zr/Y — Nb/Y [16] их фигуративная точка состава находится в поле базальтов плато (рис. 5).

**Берестовская ЗС.** Нами изучены амфиболиты и пироксениты Берестовской ЗС, которые обнажаются на левом и правом берегах р. Берестовая возле с. Карла Маркса и севернее с. Николаевка.

Участок с. Карла Маркса. Амфиболиты (обр. 10/364) обнажаются на левом берегу р. Берестовая в южной части с. Карла Маркса ( $N47^{\circ}02,820'$ ;  $E36^{\circ}53,038'$ ), азимут падения ЮЗ 247, угол  $68^{\circ}$ . Они среднезернистые, имеют сланцеватую текстуру и лепидогранобластную, а местами порфиристую структуру (наблюдаются порфиристые вкрапления кварца и пироксена). Последняя характерна для вулканических пород. Состоят из, %: амфибола (90), реликтов основного плагиоклаза (5), кварца (1—2) и рудного минерала (ед. зерна). Порода подверглась окварцеванию, вероятно, по этой причине на диаграмме АFM фигуративные точки состава попадают в поле известково-щелочных пород (рис. 2).

По химическому составу это основная порода нормального петрохимического ряда, натриевой серии [10] (табл. 1).  $K_{\phi} = 69,38\%$ . Амфиболиты имеют высокую концентрацию V — 365,5 ppm (табл. 2). Суммарное содержание РЗЭ составляет 70,75 ppm. Высокая величина отношения  $(Nb/La)_N = 0,89$  указывает, что их первичный расплав не был контаминирован коровым веществом. Протолитом для амфиболитов, возможно, была вулканическая основная порода нормального ряда.

На мультиэлементной диаграмме амфиболитов выделяются положительные аномалии Ba, Sr и отрицательные Zr, Ti и Y (рис. 3). Распределение их РЗЭ на графике слабо диффе-

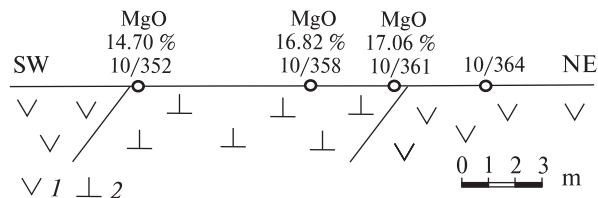


Рис. 7. Схематический разрез интрузии пироксенитов в обнажении на р. Берестовая возле с. Карла Маркса: 1 — амфиболит, 2 — пироксенит

Fig. 7. Schematic cross-section of pyroxenite intrusions in outcrop on the Berestove rv. near Karl Marx vl.: 1 — amphibolite, 2 — pyroxenite

ренцированное —  $(La/Yb)_N = 2,09$  при  $Yb_N = 15,44$  (рис. 4). По сравнению с толеитовыми базальтами ТН I [8] они несколько обогащены легкими РЗЭ. На диаграмме Zr/Y — Nb/Y [16] фигуративная точка их состава легла выше линии  $\Delta Nb$  ( $\Delta Nb > 0$ ), что свидетельствует об образовании их протолита из плюмового источника состава PM (рис. 5).

Среди исследуемых амфиболитов находится маломощная (до 10 м) дифференцированная интрузия пироксенитов (вебстеритов,  $N47^{\circ}02,820'$ ;  $E36^{\circ}53,038'$ ) (рис. 7), азимут падения ЮЗ 247, угол  $68^{\circ}$ . Пироксениты слабо изменены вторичными процессами. Среднезернистые, структура их ксеноморфнозернистая. Состоят из, %: амфиболитизированного моноклинного и ромбического пироксенов (90), рудного минерала (5—10) и оливина (?). Содержание MgO в породе закономерно возрастает по разрезу интрузии от 14,7 до 17 % (обр. 10/352–10/361) в направлении с ЮЗ на СВ. В этом же направлении увеличивается количество рудных минералов в породе. По этим данным можно сделать вывод, что низ интрузии расположен в СВ части этого тела. Содержание в обр. 10/358 хрома, кобальта и никеля ниже кларка (табл. 2).

На мультиэлементной диаграмме пироксенитов (обр. 10/358) выделяются отрицательные аномалии Nb, Zr, Sr, Ti и Y (рис. 2). Распределение РЗЭ пироксенитов на графике дифференцированное —  $(La/Yb)_N = 2,06$  при  $Yb_N = 8,76$  (рис. 4; табл. 2).

Николаевский участок. Обнажение амфиболитов находится севернее с. Николаевка в балке, впадающей справа в р. Берестовая ( $N47^{\circ}02,408'$ ;  $E36^{\circ}52,930'$ ), азимут падения ЮЗ 230, угол  $65^{\circ}$ . Амфиболиты (обр. 10–403) характеризуются высоким содержанием CaO и незначительным — щелочей,  $K_{\phi} = 56,84\%$  (табл. 1). Они обогащены ванадием и хромом,



а содержание в них кобальта, никеля, меди и цинка меньше кларка [4] (табл. 2).

Распределение РЗЭ амфиболитов на графике слабо дифференцированное —  $(La/Yb)_N = 1,32$  при  $Yb_N = 11,35$  (рис. 4; табл. 2). На мультиэлементной диаграмме выделяются отрицательные аномалии Zr, Y и положительные Sr и Ti (рис. 3). По геохимическим характеристикам они подобны архейским толеитовым базальтам ТН I [8]. На диаграмме Zr/Y — Nb/Y [16] фигуративная точка состава амфиболитов легла выше линии  $\Delta Nb$  ( $\Delta Nb > 0$ ), что свидетельствует об образовании их протолита из плюмового источника состава *PM* (рис. 5).

Пироксениты (вебстериты, обр. 10-404,  $N47^{\circ}02,408'$ ;  $E36^{\circ}52,948'$ ) расположены среди амфиболитов, крупнозернистые, структура их ксеноморфнозернистая. Состоят из амфиболлизированного пироксена (100—97 %) и рудного минерала (0—3 %). Их магнезиальность — 54,83 % (табл. 1). Обогащены ванадием, медью и цинком, а содержание в них хрома, кобальта и никеля меньше кларка [4] (табл. 2). Распределение РЗЭ пироксенитов на графике дифференцированное —  $(La/Yb)_N = 2,1$  при  $Yb_N = 8,82$  (рис. 4; табл. 3). На мультиэлементной диаграмме наблюдаются положительные аномалии Ba и Ti и отрицательные Nb, Zr, Sr и Y (рис. 3).

*Белоцерковская структура.* Участок балка Очеретина. В обнажении в верховьи балки Очеретина (правый приток р. Берда,  $N47^{\circ}12,017'$ ;  $E36^{\circ}38,070'$ ) установлено полосовидное тело основных кристаллосланцев мощностью до 50 м, содержащее маломощные пачки железистых кварцитов. Азимут падения — ЮЗ  $230^{\circ}$ , угол падения —  $43^{\circ}$ . Основные кристаллосланцы находятся среди дислоцированных плагиогранитоидов, претерпевших, по крайней мере, два этапа деформаций. С первым этапом связано внедрение залегающих согласно с ними синкинематических лейкократовых гранитов, а со вторым — жильные тела микроклиновых гранитов, которые прорывают их. В отличие от Салтычанской антиклинорной структуры, базиты Белоцерковской структуры метаморфизованы в гранулитовой фации [9].

Основные кристаллосланцы (обр. 10-378) крупнозернистые. Имеют гранобластовую структуру, местами пойкилогранобластовую. Состоят из, %: ортопироксена (60), плагиоклаза кислого состава (30), биотита (0—10), кварца (5), рудного минерала (1) и амфибола, развиваю-

щегося по краям ортопироксена. Кристаллы ортопироксена содержат включения кварца и плагиоклаза. Это основная порода нормального петрохимического ряда, калиево-натриевой серии, низкоглиноземистая ( $a' = 0,64—0,66$ ) [10] (табл. 1).  $K_{\phi} = 51,82$  %. На диаграмме *AFM* фигуративная точка их состава находится в поле пород толеитовой серии (рис. 2). Они имеют высокое содержание Sr, Ni и V (табл. 2). Суммарное содержание РЗЭ составляет 61,07 ppm. Величина отношения  $(Nb/La)_N = 0,33$  указывает на неизохимический метаморфизм и гранитизацию.

На мультиэлементной диаграмме для кристаллосланцев наблюдаются положительные аномалии Ba, Ta и Ti и отрицательные Nb, Zr, Sr, Eu и Y (рис. 3). Распределение их РЗЭ на графике дифференцированное —  $(La/Yb)_N = 3,72$  при  $Yb_N = 10,24$  (рис. 4). Основные кристаллосланцы, по сравнению с архейскими толеитовыми базальтами ТН I [8], несколько обогащены легкими РЗЭ. Вероятно, это следствие метаморфизма их протолита в гранулитовой фации. Фигуративная точка состава кристаллосланцев на диаграмме Zr/Y — Nb/Y [16] легла выше линии  $\Delta Nb$  ( $\Delta Nb > 0$ ), что свидетельствует об образовании их протолита базитового состава из плюмового источника состава *PM* (рис. 5).

Среди основных кристаллосланцев балки Очеретина выделяются пачки рудных кварцитов мощностью в несколько метров ( $N47^{\circ}11,980'$ ;  $E36^{\circ}38,037'$ ). Рудные кварциты (такониты, обр. 10-397) неравномернозернистые со слоистой текстурой. Структура их лепидогранобластовая, местами пойкилогранобластовая и сидеронитовая. Состоят из, %: ортопироксена (40), плагиоклаза кислого состава (30), рудного минерала (20—30) и кварца (10). Они имеют незначительное содержание  $Al_2O_3$  (0,61 %) и  $TiO_2$  (0,03 %). Содержание в них железа:  $Fe_2O_3 = 18,95$ ,  $FeO = 25,98$  % (табл. 1). Для них характерна низкая концентрация высокозарядных элементов — Y, Nb, Zr, Hf и суммы РЗЭ (25,24 ppm), что указывает на отсутствие в них примеси терригенного материала (табл. 2).

От протерозойских аргиллитов *PAAS* [12] железистые кварциты балки Очеретина отличаются меньшим содержанием РЗЭ и отсутствием отрицательной аномалии Eu. По содержанию Sr, Ni и V они имеют наибольшее сходство с железистыми кварцитами Новогорожской ЗС (обр. 91/254) [1]. От железистых

кварцитов Сорокинской ЗС (обр. 10/307) они отличаются большим содержанием Сг и меньшим — Сu, Zn и Pb.

**Выводы.** Верхняя возрастная граница образования амфиболитов Салтычанского антиклинория —  $2914 \pm 5,2$  млн лет. Эта датировка соответствует этапу метаморфизма протолита амфиболитов, вызванного внедрением плагиогранитоидов шевченковского комплекса (2,92—2,95 млрд лет).

Амфиболиты Салтычанского антиклинория формировались как по вулканическим, так и по интрузивным основным породам. По геохимическим характеристикам они аналогичны мезоархейским амфиболитам Берестовской и Сорокинской ЗС, соответствуют архейским толеитовым базальтам зеленокаменных поясов ТН I.

Пироксениты Берестовской ЗС (обнажения в с. Карла Маркса и Николаевка) представляют собой древние интрузии или дайки, претерпевшие метаморфизм и сохранившиеся в виде отдельных полос и тел.

Протолит основных кристаллосланцев Белоцерковской синклинали в значительно большей степени деформирован и метаморфизован, чем амфиболитов Салтычанской антиклинали. Основные кристаллосланцы характеризуются более высокой магнетиальностью и значительно большим содержанием Сг и Ni, чем амфиболиты Салтычанской антиклинали. По сравнению с толеитовыми базальтами ТН I, они несколько обогащены легкими РЗЭ. Вероятно, это следствие метаморфизма их протолита в гранулитовой фации.

Согласно геохимическим данным, все изученные базиты Салтычанского антиклинория и Берестовской синклинали выплавлялись из плюмового источника, близкого по составу к РМ ( $\Delta Nb > 0$ ).

Железистые кварциты Белоцерковской синклинали существенно отличаются от железистых кварцитов Сорокинской ЗС большим содержанием Сг и меньшим Сu, Zn и Pb, что отражает более высокомагнетиальный состав вмещающих metabазитов. Они наиболее сходны с железистыми кварцитами Новогоровской ЗС, залегающими среди потоков перидотитовых коматиитов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Артеменко Г.В., Бибилова Е.В., Самборская И.А., Демидюк В.В., Швайка И.А. Возраст, геохимические

особенности и этапы метаморфизма пород западноприазовской серии (Приазовский метаблок) // *Мінерал. журн.* — 2013. — 35, № 4. — С. 73—85.

2. Бибилова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Артеменко Г.В., Клаэссон С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Позднеархейские магматические комплексы Приазовского террейна Украинского щита: геологическое положение, изотопный возраст, источники вещества // *Петрология.* — 2008. — 16, № 3. — С. 227—247.
3. Бобров О.Б., Лисенко О.А., Меркушин І.Є., Сватков О.М., Тупікова Н.Б. Берестівська структура — новий зеленокамі'яний об'єкт у Західному Приазов'ї // *Зб. наук. пр. УкрДГРІ.* — 2012. — № 2. — С. 10—30.
4. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // *Геохимия.* — 1962. — № 7. — С. 555.
5. *Геологічна карта та карта корисних копалин кристалічного фундаменту. Центральноукраїнська серія. L-37-УІІ (Бердянськ) /* Склав Б.В. Бородиня; За ред. Є.Б. Глеваського. — 1 : 200000. — К. : Держ. геол. служба України, М-во екології та природ. ресурсів України, 1998.
6. Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Щербак М.П., Глеваський Є.Б., Скобелев В.М., Дранник А.С., Гейченко М.В. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та поясн. зап.). — К. : УкрДГРІ, НСК України, 2004. — 30 с.
7. Жуков Г.В. Стратиграфия метаморфических комплексов Приазовского кристаллического массива // *Геол. журн.* — 1971. — 31, № 1. — С. 135—147.
8. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М. : Недра, 1981. — 159 с.
9. Кравченко Г.Л., Довгань Р.Н. Материалы к государственной геологической карте СССР. Листы L-37-VII и L-37-VIII. — 1 : 200000. — УТГФ, 1962.
10. *Магматические горные породы: классификация, номенклатура, петрография /* Под ред. О.А. Богатикова, В.И. Гоньшаковой и др. — М. : Наука, 1983. — Т. 1, ч. 1. — 365 с.
11. Русаков Н.Ф. Результаты глубинного картирования Елисеевско-Андреевской площади — пл. L-37-25-Г (б, г), L-37-26-В, Г (а, в), L-37-37-Б (б), L-37-38-А (а, б). — 1 : 50 000. — 1977.
12. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция : Пер. с англ. — М. : Мир, 1988. — 384 с.
13. Усенко И.С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. — Киев : Изд-во АН УССР, 1960. — С. 26—93.
14. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия. Архей. — Киев : Наук. думка, 2005. — 243 с.
15. Эйно О.Л., Єсипчук К.Є., Цуканов В.А. Докембрий Западного Приазовья. — Киев : Изд-во Киев. ун-та, 1971. — С. 99—106.
16. Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos.* — 2005. — 79. — P. 491—504.
17. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle

- composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins* / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry. — 1989. — P. 313–346. — (Geol. Soc. Spec. Publ. ; No 42).
18. Whitehouse M., Claesson S., Sunde T., Vestin J. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and correlation of Archaean gneisses from the Lewisian Complex of Gruinard Bay, northwest Scotland // *Geochim. et cosmochim. acta.* — 1997. — **61**. — P. 4429–4438.
  19. Whitehouse M.J., Kamber B.S., Moorbath S. Age significance of U-Th-Pb zircon data from early Archaean rocks of west Greenland — a reassessment based on combined ion-microprobe and imaging studies // *Chem. Geol.* — 1999. — **160**. — P. 201–224.

Поступила 08.04.2014

## REFERENCES

1. Artemenko, G.V., Bibikova, E.V., Samborskaja, I.A., Demedjuk, V.V. and Shvajka, I.A. (2013), *Mineralogical Journal (Ukraine)*, Kyiv, Vol. 35 No. 4, pp. 73–85.
2. Bibikova, E.V., Lobach-Zhuchenko, S.B., Artemenko, G.V., Klajesson, S., Kovalenko, A.V. and Krylov, I.N. (2008), *Petrology*, Moscow, Russia, Vol. 16 No. 3, pp. 227–247.
3. Bobrov, O.B., Lisenko, O.A., Merkushin, I.Ye., Svatkov, O.M. and Tupikova, N.B. (2012), *Zbirnik naukovih prac' UkrDGRI*, No. 2, Kyiv, Ukraine, pp. 10–30.
4. Vinogradov, A.P. (1962), *Geochemistry*, No. 7, p. 555.
5. Glevaskiy, E.B. (ed.), *Sklav Borodinja, B.V. (1998), Geologichna karta ta karta korisnih kopalyn kristalichnogo fundamentu, 1 : 200000, Central'noukraïns'ka serija, L-37-VII (Berdjans'k)*, Derzh. Geol. Sluzhba Ukraïni, M-vo Ekologïi ta Prirod. Resursiv Ukraïni, Kyiv, Ukraine.
6. Esipchuk, K.Yu., Bobrov, O.B., Stepanyuk, L.M., Shcherbak, M.P., Glevaskiy, E.B., Skobelev, V.M., Drannik, V.S. and Geichenko, M.V. (2004), *Correlated Chronostratigraphic scheme of Early Precambrian of the Ukrainian Shield (scheme and explanatory note)*, UkrDGRI, Kyiv, 30 p.
7. Zhukov, G.V. (1971), *Geol. Zhurnal*, Kyiv, Ukraine, Vol. 31 No. 1, pp. 135–147.
8. Kondi, K. (1981), *Arheyskie zelenokamennye belts*, Nedra, Moscow, Russia.
9. Kravchenko, G.L. and Dovgan', R.N. (1962), *Materialy k gosudarstvennoj geologicheskoy karte SSSR m-ba 1 : 200000, listy: L-37-VII i L-37-VIII*, UTGF.
10. Bogatkov, O.A. and Gonshakova, V.I. (eds) (1983), *Magmaticheskie gornye porody: Klassifikacija, nomenklatura, petrografija*, Nauka, Moscow, Russia, Vol. 1.
11. Rusakov, N.F. (1977), *Rezultaty glubinnogo kartirovanija m-ba 1 : 50 000 Eliseevsko-Andreevskoj ploshhadi, pl. L-37-25-G (b, g), L-37-26-V, G (a, v), L-37-37-B (b), L-37-38-A (a, b)*.
12. Tejlor, S.R. and Mak-Lennan, S.M. (1988), *Continental cora: its composition and evolution*, Mir, Moscow, Russia.
13. Usenko, I.S. (1960), *Basic and ultraosnovnie breeds of Western Priazovya*, Izdatel'stvo AN USSR, Kyiv, pp. 26–93.
14. Shcherbak, M.P., Artemenko, G.V., Lisna, I.M. and

Ponomarenko, O.M. (2005), *Geochronology of Early Precambrian of the Ukrainian Shield*. Archean, Nauk. dumka, Kyiv, 241 p.

15. Jejnor, O.L., Yesipchuk, K.Yu. and Cukanov, V.A. (1971), *Dokembriy Western Priazovya*, Izdatel'stvo Kivskogo universiteta, Kyiv, Ukraine, pp. 99–106.
16. Condie, K.C. (2005), *Lithos*, Vol. 79, pp. 491–504.
17. Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989), in Saunders, A.D. and Norry, M.J. (eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, *Geol. Soc., Spec. Publ.*, No. 42, pp. 313–345.
18. Whitehouse, M., Claesson, S., Sunde, T. and Vestin, J. (1997), *Geochim. et Cosmochim. acta*, Vol. 61, pp. 4429–4438.
19. Whitehouse, M.J., Kamber, B.S. and Moorbath, S. (1999), *Chem. Geol.*, Vol. 160, pp. 201–224.

Received 08.04.2014

Г.В. Артеменко<sup>1</sup>, О.В. Бібікова<sup>2</sup>,  
І.А. Самборська<sup>1</sup>, М.Є. Стеценко<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення  
ім. М.П. Семененка НАН України  
03680, м. Київ-142, Україна, пр. Акад. Палладіна, 34  
E-mail: regul@igmof.gov.ua

<sup>2</sup> Інститут геохімії і аналітичної хімії  
ім. В.І. Вернадського РАН  
19991, м. Москва, Росія, вул. Косигіна, 19  
E-mail: bibikova@geokhi.ru

ВІК ТА ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ  
МЕТАБАЗИТІВ ЗАХІДНОГО ПРИАЗОВ'Я

Визначена верхня вікова межа утворення амфіболітів Салтичанського антиклінорію —  $2914 \pm 5,2$  млн рр. Це датування відповідає етапу метаморфізму протоліту амфіболітів, зумовленому вкоріненням плагіогранітоїдів шевченківського комплексу (2,92–2,95 млрд рр.). Амфіболіти антиклінорію формувалися по вулканічних та інтрузивних породах основного складу. За геохімічними характеристиками вони аналогічні мезоархейським амфіболітам Берестівської та Сорокинської зеленокам'яних структур і відповідають архейським толейтовим базальтам зеленокам'яних поясів ТН І. Згідно з геохімічними даними, досліджені базити Салтичанського антиклінорію та Білоцерківської синклінали виплавлялись із плюмового джерела, подібного за складом до примітивної мантії. Основні кристалосланці Білоцерківської синклінали відрізняються від амфіболітів Салтичанської антиклінали вищою магnezіальністю та значно вищим вмістом Sr і Ni. У порівнянні з архейськими толейтовими базальтами ТН І, вони збагачені легкими РЗЕ. Ймовірно, це наслідок метаморфізму їх протоліту в гранулітовій фації. Залістисті кварцити, що знаходяться серед основних кристалосланців Білоцерківської синклінали, за геохімічними характеристиками найбільш подібні до залістистих кварцитів Новогорівської ЗС, розмішених серед перидотитових коматіїтів.

*Ключові слова:* Західне Приазов'я, metabaziti, Салтичанський антиклінорій, U-Pb вік, РЗЕ, Білоцерківська синкліналь, Берестівська ЗС, Сорокинська ЗС.

G.V. Artemenko<sup>1</sup>, E.V. Bibikova<sup>2</sup>,  
I.A. Samborskaya<sup>1</sup>, M.E. Stetsenko<sup>1</sup>

<sup>1</sup> M.P. Semenenko Institute of Geochemistry,  
Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine  
34, Acad. Palladina Pr., Kyiv-142, Ukraine, 03680  
E-mail: regul@igmof.gov.ua

<sup>2</sup> Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical  
Chemistry of Russian Academy of Sciences  
19, Kosygin Str., Moscow, Russia, 119991  
E-mail: bibikova@geokhi.ru

#### AGE AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF METABASITES OF THE WEST AZOV

Xenoliths amphibolites, metaultrabazite and basic crystalline schists are common enough among plagiogranitoids of Saltychiya anticlinorium. Some researchers considered previously their volcanic formations, which were formed in geosynclinal conditions. Xenoliths of metabasites in Saltychiya anticlinorium were attributed to Paleoproterozoic (Verhnyy Tokmak thickness of the West-Priazov series) on the basis of geological structures. At the same time the Saltychiya anticline is bordered on the south-east by Mesoproterozoic Soroki and Berestova greenstone structures (GS) (>3.16 Ga) and xenoliths metabasites, its area can include xenoliths of these greenstone structures. In Belotserkovka syncline located between the Saltychiya and Gulyaypole Mesoproterozoic granite-dome structures in strongly deformed plagiogranitoid xenolith basic crystalline schists, metamorphosed in granulite facies, were observed, which are taken

to the Temryuk suite of Central-Priazov series. Age ratio of these metabasites of the West Azov remains hitherto unexplored. As a result of these researches the upper age limit of formation of amphibolites of Saltychiya anticline was determined as  $2914 \pm 5.2$  Ma. This dating corresponds to the stage of metamorphism of amphibolite protolith caused by the introduction of Shevchenko plagiogranitoid complex (2.92–2.95 Ga). Amphibolites were formed from volcanic and intrusive rocks of basic composition. Geochemical characteristics are similar to Mesoproterozoic amphibolites of Soroki and Berestova GS and similar to tholeiitic basalts of the Archean greenstone belts TH I. Basic crystalline schists of Belotserkovka syncline differ from amphibolites of Saltychiya anticline by higher MgO and significantly high content of Cr and Ni. Compared to the Archean tholeiitic basalts TH I are enriched with LREE. This is probably a consequence of metamorphism of rocks in the granulite facies, which is probably due to their geological position between two granite-dome structures, characterized by higher *PT* conditions. Studied basites of the Saltychiya anticlinorium, Soroki and Berestova GS and Belotserkovka syncline were smelted from plume source close in composition to the primitive mantle. Ferruginous quartzites of Belotserkovka structure is confined to crystalline schists rich in Mg with most similar to the ferruginous quartzites of Novovorovka GS, which are confined to peridotite komatiites.

*Keywords:* West Azov, metabasites, Saltychiya anticlinorium, U-Pb age, REE, Belotserkovka syncline, Berestova GS, Soroki GS.