

РОЛЬ ТРАНСФОРМНОЙ СДВИГО-РАЗДВИГОВОЙ ТЕКТОНИКИ В ФОРМИРОВАНИИ И РАЗМЕЩЕНИИ РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ГРАНИТОИДОВ И АССОЦИИРОВАННЫХ С НИМИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТАГИЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ НА ЭТАПЕ ИНВЕРСИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА (S_2 – D_1)

© 2014 г. В. В. Холоднов, Г. А. Петров, Е. В. Коновалова

В истории формирования Уральского эпиконтинентального орогена могут быть выделены эпохи проявления сдвиговой составляющей в субдукционном и аккреционно-коллизционном процессах (“косая субдукция” и “косая коллизия”) [5, 15, 16]. Анализ геологических и палеомагнитных данных показал, что наиболее масштабные перемещения блоков по сдвиговым системам происходили в эпохи перестройки (инверсии) тектонических режимов в позднем силуре – раннем девоне и позднем девоне – раннем карбоне [13].

На примере Южного и Среднего Урала [9, 12, 13, 20, 29 и др.] охарактеризован ряд структурных и вещественных ассоциаций, которые несут явные черты связи с сопровождающими коллизионные обстановки процессами синсдвиговых растяжений (транстенсий) и сжатий (транспрессий). Показано, что характерными особенностями этих обстановок являются их приуроченность к зонам сочленения литосферных блоков или их аккреционных ансамблей, признаки глубинного скупивания земной коры за счет интенсивной аккреции, наличие структурно-вещественных элементов растяжения или сжатия земной коры, тесное сочетание в магматизме толеитовых и субщелочных серий и ряд других особенностей. На Урале в пределах указанных выше временных интервалов S_2 – D_1 и D_3 – C_1 в процессе смены геодинамического режима с островодужного на аккреционно-коллизионный и трансформный проявляется смена магматизма, характерная для зон скольжения литосферных плит [25 и др.], с широким развитием субщелочного и щелочного магматизма внутриплитного типа. Формирование мантийных серий такого типа связывается с деструкцией субдуцирующей океанической плиты, образованием “slab-window” и подъемом горячих астеносферных диапиров к основанию литосферы.

На Среднем и Северном Урале – в Тагильской мегазоне – появление ярко выраженной сдвиговой (трансформной) составляющей в субдукционном и коллизционном процессах происходит значительно раньше, чем на Южном Урале, уже в позднем силуре – раннем девоне [12, 13, 29]. Возникновение трансформного режима, сопровождаемо-

го рифтогенной сдвиго-раздвиговой деструкцией, было обусловлено поворотом Восточно-Европейского палеоматерика против часовой стрелки [17] и проскальзыванием восточно-уральских мегаблоков вдоль континентальной окраины. Трансформный тектоно-геодинамический режим сопровождается здесь формированием позднесилурийской гороблагодатской (колонгинской) толщи и позднесилурийско-раннедевонской туринской свиты. Эти вулканогенно-осадочные образования залегают на различных горизонтах более древних толщ с размывом, угловым и азимутальным несогласием [4, 13]. Ориентировка выполняемых ими палеодепрессий и грабенов (структур типа “pull-apart”) [12, 13] часто не совпадает со структурным планом нижележащих геологических образований. Анализ морфологии и ориентировки вулканогенных грабенов показывает, что они могли образоваться в обстановке правосторонней транстенсии. Эти грабены закономерно вписываются в крупную субмеридиональную шовную зону, контролирующую размещение контрастно-дифференцированных вулканитов S_2 – D_1 и рудоносных интрузий габбро-диорит-сиенитового состава тагило-кушвинского комплекса и связанных с ними скарново-магнетитовых месторождений. По петрохимическим особенностям вулканиты туринской свиты принадлежат непрерывному ряду (SiO_2 48–60%) высококальциевых умеренно-щелочных пород шошонитовой серии с суммой щелочей $Na_2O + K_2O = 7$ –10%, с содержанием K_2O от 0.8 до 7.7%. Для этих пород характерно также высокое содержание фосфора, титана, другие геохимические особенности, близкие внутриплитному магматизму, которые отражены в [29].

Состав вулканитов гороблагодатской толщи и туринской свиты свидетельствует о том, что в Тагильской мегазоне в зонах трансформной деструкции в позднем силуре – раннем девоне происходит аналогичная зонам скольжения литосферных плит [25 и др.] смена известково-щелочного магматизма умеренно-щелочным толеитовым, а затем и субщелочным шошонит-абсарокитовым. На Урале эта смена магматических трендов ранее объяснялась развитием интрадугового рифта и подключением

глубинного мантийного источника [10]. При этом предполагается “застопоривание” зоны субдукции и частичное разрушение погружающейся океанической плиты при начавшейся коллизии островная дуга – континент. Эти выводы справедливы, но они могут быть интерпретированы и в пользу появления в позднем силуре ярко выраженной сдвиговой составляющей в субдукционном и аккреционно-коллизиионном процессах. Интенсивный поворот Восточно-Европейского палеоконтинента в позднем силуре – раннем девоне, по-видимому, и привел к разрыву субдуцируемой плиты и появлению “мантийных окон”, что отразилось на изменении геохимических параметров мантийного магматизма [13].

Гороблагодатская толща, туринская свита и подстилающая их именная свита являются рудовмещающими для крупных скарново-магнетитовых месторождений Тагило-Кушвинского рудного района. Эти месторождения пространственно и генетически связаны с гип- и мезоабиссальными массивами габбро-диорит-сиенитового состава тагило-кушвинского интрузивного комплекса. Массивы последнего (Тагильский и Кушвинский) пересекают осадочно-вулканогенные породы гороблагодатской толщи и туринской свиты, датированные по фауне в известняках поздним силуром – лудлоу (Тагильский рудный район) и верхним лудлоу – нижним девонем (Кушвинский рудный район), т.е. эти интрузии имеют более молодой возраст относительно рудовмещающих осадочно-вулканогенных толщ. Время их внедрения близко к диапазону 425–410 млн лет. U–Pb-датирование цирконов Тагильского и Кушвинского сиенитовых массивов показало [6, 22, 24 и др.], что наряду с более древними популяциями цирконов возрастом 430–460 млн лет встречаются и более молодые разновидности, возрастом 406–427 млн лет. U–Pb-изотопный возраст циркона в поздней дайке нефелинового сиенит-пегматита (гора Тарка) Кушвинского массива составляет 424–430 млн лет. Характеристика состава массивов тагило-кушвинского комплекса дана в [14, 23, 24, 31 и др.]. К сожалению, необходимо отметить, что систематическое изотопно-геохимическое и возрастное изучение массивов тагило-кушвинского рудоносного комплекса до сих пор фактически не проводилось.

В южной части Тагильской островодужной мегазоны массивы тагило-кушвинского интрузивного комплекса и генетически связанные с ними железорудные месторождения примыкают с востока к крупному Тагило-Баранчинскому габбровому массиву, входящему в состав Платиноносного пояса Урала. Затем продуктивные массивы и месторождения вместе с толщами рудовмещающих свит позднего силура – раннего девона протягиваются в меридиональном направлении далее на север на сотни километров (к Покровскому и Северным железорудным месторождениям). Вдоль

западной окраины Тагильской мегазоны они образуют **Главный западный пояс контактово-метасоматических железорудных месторождений Среднего и Северного Урала**, детально охарактеризованный в работах Л.Н. Овчинникова [11] и других исследователей. По-видимому, здесь эта полоса месторождений и рудоносных массивов вместе с комагматичными им вулканитами трассирует след крупной трансформной структуры (зоны скольжения плит), включающей зоны деструкции и локального растяжения.

Ранее для Тагильской и Магнитогорской, а также и Валерьяновской мегазон уже была отмечена связь всех известных крупных железоскарновых и медно-железоскарновых месторождений Урала с наложенными вулканоплутоническими поясами, проявившимися в обстановке активной континентальной окраины [32 и др.]. Считалось, что эти пояса являются отчетливо постостроводужными и сформированы при тектонической деструкции островных дуг под действием коллизиионного процесса. Отмечалось, что важной частью таких наложенных вулканоплутонических поясов являются дискретно расположенные железозносные вулканоплутонические ареалы, к центру которых приурочены рудоносные интрузии габбро-гранитного типа [1 и др.].

На важную роль сбросо-сдвиговой тектоники в формировании и размещении крупного скарново-магнетитового оруденения Тагило-Кушвинского рудного района одним из первых обратил внимание Л.Н. Овчинников [11 и др.]. В своих работах он и его соавторы показали, что интенсивная сбросо-сдвиговая тектоника обусловила первоначальную форму многих рудных тел и месторождений, а позднее усложнила ее, разбив на отдельные участки и блоки. Дорудные тектонические движения создали основные складчатые структуры района. Они образовали и зону крупной горизонтальной флексуры на Высокогорском рудном поле. Эта флексурная зона возникла при движении края жесткого Тагило-Баранчинского габбрового массива с волочением за ним податливых вулканогенных силурийских пород. При изгибании пласты этих пород отслаивались с образованием различных по размерам полостей, послуживших в дальнейшем путями проникновения диорит-сиенитовой магмы и послемагматических рудообразующих растворов. Внутрирудная тектоника выразилась в многократном дроблении и брекчировании скарнов и руд с последующим цементированием образовавшихся брекчий рудой, скарновыми или апоскарновыми минералами – эпидотом, амфиболом, хлоритом, кальцитом и сульфидами. Сбросо-сдвиговые дислокации продолжались и в пострудный этап, поэтому первоначальное залегание рудных тел в месторождениях сильно нарушено многочисленными поздними смещениями типа сбросов и сбросо-сдвигов с ампли-

тудами до 100–200 м и более. Как показано в [14], это наглядно отражает, например, структура Гороблагодатского месторождения. Здесь фундамент месторождения по системе сбросов в виде блоков опущен на глубину до 200 м, с образованием узкого грабена – палеодепрессии, вытянутой вдоль края Кушвинского сиенитового массива.

Важная роль трансформной сбросо-сдвиговой тектоники характерна и для условий образования и размещения железорудных, медно-скарновых и крупных золоторудных месторождений карлинского типа (Воронцовское, Чернореченское и др.) Масловско-Ауэрбаховской рудной зоны, образующей известный **Восточный пояс медно-железо-скарновых месторождений Тагильской мегазоны** – Турьинские рудники, Песчанскую группу месторождений и др. [18 и др.]. Циркон в гранитоидах рудоносного Ауэрбаховского габбродиорит-гранодиоритового массива имеет U–Pb-возраст 404–393 млн лет [6, 22, 23 и др.]. Rb–Sr-изохрона для пород этого массива 404.5 ± 9.1 млн лет с первичным отношением стронция 0.70425. Sm–Nd-датирование диоритов Ауэрбаховского массива, проведенное Ю.Л. Ронкиным, по монофракциям породообразующих минералов и валу дало цифру 411 ± 25 млн лет (СКВО = 0.36, $n = 5$), при $\epsilon Nd +5.6$ [2]. На основании этих данных возраст Ауэрбаховского рудоносного массива считается раннесреднедевонским. Этот этап интрузивного магматизма по времени продолжает формирование туринского трахибазальт-трахитового комплекса пржидольско-лохковского возраста.

Субсинхронный трансформный коровый и мантийно-коровый гранитоидный магматизм S_2 – D_1 в восточной краевой зоне базит-ультрабазитовых комплексов ППУ.

Известно, что магматизм трансформных континентальных окраин отличается значительным разнообразием. Наряду с магматическими ассоциациями внутриплитного типа и сериями пород с промежуточными (WPB, IAB и др.) геохимическими характеристиками, адакитами, высокониобиевыми базальтами, магнезиальными андезитами для такой геодинамической обстановки характерны и значительные объемы гранитоидов, которые по изотопным и другим данным отвечают продуктам палингенного плавления коры континентального типа, а по геохимическим характеристикам близки к гранитоидам зон коллизии [26 и др.].

В Тагильской мегазоне, на фундаменте и субстрате Платиноносного пояса Урала, в его краевой восточной части, вдоль границы сочленения (?) с островодужными силурийскими комплексами Тагильской мегазоны, на рубеже силур – ранний девон произошло формирование палингенно-коровой гранитоидной ассоциации. Она включает анатектическую лейкогаббро-анортозит-плагиогранитную (ЛАП) серию, детально охарактеризованную во

многих публикациях [6, 21, 23, 31 и др.] и гранитоиды горы Ермакова. Корневые зоны ЛАП-серии обнажены в крупном **Черноисточинском массиве** лейкодиоритов и анортозитов, который формируется в условиях, близких амфиболитовой фации на субстрате габброидов Тагило-Баранчинского массива ППУ, а верхние – в Кытлымском, Качканарском и Кумбинском массивах – в виде эруптивных брекчий, штокверковых и дайковых зон или плагиоклазитов, рассекающих в Качканарском массиве пироксениты и титаномагнетитовые руды. U–Pb-возраст циркона в роговообманковом анортозите Черноисточинского массива – 423 млн лет. Лейкодиориты и плагиограниты Кытлымского массива, по-видимому, характеризуют более поздний этап анатексиса – 416–413 млн лет назад. Образованию ЛАП-серии предшествовал этап внедрения водного амфиболового габбро, возраст которого по циркону 430–420 млн лет. В этом возрастном интервале в комплексах ППУ происходит смена формирования маловодных существенно габбро-норитовых серий возрастом 460–430 млн лет, водными роговообманковыми габброидами, которые образуют интрузии и дайковые поля в предшествующих им габбро-норитах [24].

Следующий этап корового гранитоидного магматизма – это образование диорит-тоналит-гранитоидной серии **горы Ермакова**, возраст циркона 406 млн лет. Принадлежность к палингенно-коровому типу диорит-тоналит-гранодиоритового магматизма горы Ермакова ранее была установлена по составу апатита [28]. В данном случае апатит был использован как петрологический индикатор. В целом весь диапазон палингенно-корового гранитообразования в краевой части комплексов ППУ 423–406 млн лет.

В табл. 1 и на рис. 1 видна близость апатита в гранитоидах горы Ермакова по составу элементов-примесей к апатитам анатектических гранитоидов в составе орогенных ГТГГ плутонов позднего девона и карбона (Верхисетский, Шарташский массивы), которые имеют свой особый типоморфный для них состав элементов-примесей. Апатиты этого генетического типа имеют высокие содержания U, Bi, As, Pb и W, максимально высокое U/Th-отношение (0.8–1.3), при бедности халькофильными и сидерофильными элементами: V, Co, Cu, Zn, Ga, Ge и др. Для апатитов из водных анатектитов повышенной основности (диоритов и гранодиоритов) характерен также специфический спектр РЗЭ с пониженной концентрацией легких РЗЭ и высокой долей иттриевых РЗЭ. **La/Yb-отношение имеет здесь минимальную величину – 3.8–6.0.** Был сделан вывод о том, что апатиты анатектических гранитоидов, в связи с условиями петрогенезиса низкотемпературных богатых водой корово-анатектических магм, преимущественно концентрируют в своем составе катионы с **низкой валентностью и малым разме-**

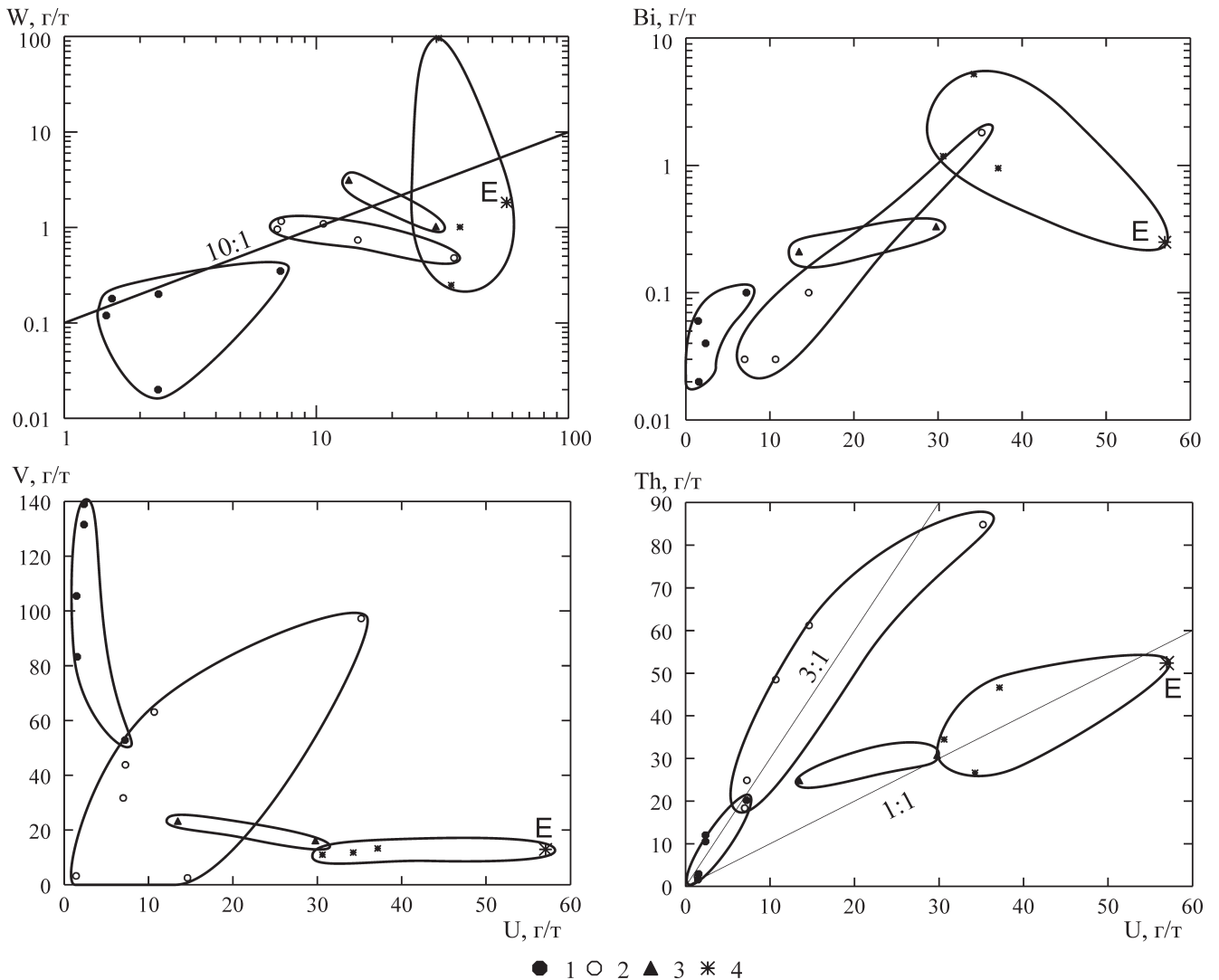


Рис. 1. Особенности геохимической специализации апатита в разных по составу и генезису интрузивных породах Урала, сопровождаемых различной рудной минерализацией.

1 – габброиды и пироксениты с Ti–Fe–V-оруденением; 2 – внутриплитные габбро-сиенит-гранитные серии с крупной скарново-магнетитовой минерализацией; 3 – мантийно-коровые надсубдукционные диорит-гранодиоритовые серии с Au–Cu-порфировым оруденением; 4 – анатектические гранитоиды ГТГГ типа с Au-сульфидно-кварцевым оруденением (Верхисетский массив и др., E – гора Ермакова).

ром ионных радиусов, наиболее близких к радиусу Ca^{2+} , который они (U^{4+}, Y^{3+}, Mn^{2+} и др.) замещают в его структуре.

Здесь же (см. рис. 1) для Тагильской и Магнитогорской мегазон отражены особенности состава апатитов в гранитоидных сериях трансформного внутриплитного мантийного типа, специализированных на скарново-магнетитовое оруденение. Для апатита этого генетического типа характерно наиболее высокое содержание сидерофильных и халькофильных (V, Co, Cu, Zn, Ga, Ge) элементов. Эти же апатиты характеризуются максимальным для Урала (до 2–3 мас. %) содержанием Cl [27 и др.], к которому данные сидерофильные и халькофильные элементы имеют высокое химическое сродство.

В апатите сиенитов Кушвинского массива наряду с этими хлорофильными элементами-примесями наблюдается повышенное содержание Ti, Zr, Hf, Nb, Sb, а U/Th-отношение низкое – 0.20–0.40. Апатит сиенитов Кушвинского массива имеет максимально высокое содержание РЗЭ и резко фракционированный их спектр, **La/Yb-отношение – 30.0**. Содержание Sr в апатите сиенитов также резко возрастает (до 900 г/т). Апатиты скарново-магнетитовых руд наследуют геохимические характеристики апатитов материнских интрузивных пород.

Для апатита надсубдукционных мантийно-коровых дифференцированных диорит-гранодиорит-гранитных серий, производных андезитовидных(?) магм, специализированных на медно-порфировое с

Таблица 1. Микроэлементный состав апатита (г/т)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Li	0.35	0.36	0.70	2.60	2.06	1.51	1.10	1.66	0.21	0.73	1.07
Sc	1.28	1.29	1.58	1.81	1.88	3.27	2.10	1.07	1.87	1.93	3.10
Ti	74.52	32.26	103.7	246.2	73.27	80.33	426.3	100.9	12.97	451.3	432.1
V	83.29	105.5	63.09	97.26	3.30	12.66	23.31	16.20	13.29	11.80	11.03
Cr	0.24	1.37	1.96	6.62	0.37	0.91	2.11	1.33	1.14	1.30	0.64
Co	3.17	4.69	0.99	11.91	0.62	1.68	1.67	0.91	0.70	0.63	0.69
Ni	8.97	18.78	19.37	20.96	5.57	8.63	12.19	10.55	13.52	15.79	8.34
Cu	63.66	2538	40.37	236.3	27.99	92.62	9.29	12.98	10.61	10.71	23.02
Zn	4.00	32.95	25.94	43.31	92.67	16.52	15.71	98.20	6.23	8.55	8.33
Ga	2.55	2.65	34.23	23.39	0.40	14.01	4.51	10.58	3.30	2.33	4.13
Ge	0.37	0.42	7.01	2.65	0.25	2.46	0.76	1.80	0.55	0.36	0.66
Rb	0.12	0.43	0.47	1.06	1.69	0.80	0.15	0.62	0.26	0.45	1.60
Sr	703.5	962.4	906.8	524.8	277.6	377.2	332.8	202.3	246.7	397.1	461.9
Y	49.96	81.23	813.4	210.4	117.6	329.2	192.8	439.4	223.1	100.7	92.88
Zr	0.23	0.46	12.46	11.92	1.07	98.26	1.51	3.37	1.40	2.70	87.85
Nb	0.01	0.01	0.27	3.45	Не обн.	0.13	0.26	0.07	0.02	2.08	2.16
Mo	0.15	0.26	0.09	1.56	Не обн.	0.74	0.35	Не обн.	0.00	0.21	0.14
Ag	0.24	2.67	0.05	0.12	0.33	29.18	0.11	0.25	0.20	0.11	0.30
Cd	0.03	2.10	0.43	0.21	Не обн.	0.27	0.07	0.34	0.18	0.44	0.39
Sn	0.42	2.43	2.94	3.77	118.4	8.06	0.54	3.05	1.56	2.57	0.82
Sb	0.02	0.07	0.18	0.20	0.06	0.40	0.07	0.35	0.19	0.04	0.13
Te	0.03	0.42	0.03	0.03	Не обн.	Не обн.	0.02	0.01	Не обн.	0.03	0.00
Cs	0.02	0.03	0.07	0.25	0.06	0.03	0.05	0.06	0.01	0.01	0.10
Ba	4.66	13.95	7.77	23.93	129.87	26.93	9.07	29.76	9.35	12.10	19.56
La	62.51	53.71	1712	1376	62.40	714.4	211.4	681.1	125.8	72.88	153.3
Ce	155.8	145.8	4257	2696	160.8	1723	455.4	1442	332.1	208.5	427.7
Pr	31.37	32.33	532.50	255.19	21.73	197.09	53.50	227.8	62.97	41.44	54.39
Nd	156.93	174.91	2290	837.7	100.8	792.1	355.5	879.3	286.5	188.3	345.8
Sm	31.27	41.29	412.5	161.5	22.48	193.5	72.97	155.4	62.87	36.30	58.92
Eu	7.00	11.29	53.28	23.16	1.63	16.27	8.49	11.99	18.99	10.91	11.21
Gd	29.01	38.50	319.5	130.1	23.81	168.6	86.42	172.3	70.90	39.63	52.11
Tb	2.46	3.82	53.98	12.43	3.32	17.55	9.89	20.25	9.25	4.49	4.86
Dy	11.51	18.99	256.82	59.56	20.56	89.47	56.79	121.81	57.95	26.36	26.20
Ho	1.83	3.12	43.36	10.80	4.08	16.42	11.04	23.95	11.98	5.36	4.82
Er	3.84	6.65	99.66	27.84	10.97	42.08	27.21	63.26	34.05	14.61	12.16
Tm	0.39	0.70	11.21	3.55	1.41	5.40	3.12	8.10	4.89	1.91	1.53
Yb	1.92	3.65	59.04	19.58	8.71	31.57	16.66	46.90	33.25	12.16	9.31
Lu	0.26	0.48	7.15	2.50	1.15	4.70	2.47	6.67	5.65	2.20	1.45
Hf	0.06	0.08	1.30	0.33	0.05	1.24	0.28	0.66	0.28	0.21	2.34
Ta	0.02	0.02	0.28	0.08	Не обн.	0.10	0.08	0.16	0.07	0.18	0.09
W	0.18	0.12	1.09	0.48	Не обн.	1.83	3.14	1.02	1.01	0.25	96.14
Tl	0.71	12.90	10.25	0.05	0.36	2.17	1.22	1.57	0.18	158.86	0.38
Pb	0.32	1.45	6.18	6.40	5.78	13.00	9.07	16.18	4.35	11.55	11.15
Bi	0.02	0.06	0.03	1.81	Не обн.	0.25	0.21	0.33	0.95	5.20	1.18
Th	2.90	1.61	48.52	84.85	2.32	52.36	24.83	30.78	46.65	26.66	34.46
U	1.55	1.47	10.67	35.21	1.43	56.96	13.47	29.78	37.17	34.26	30.60

Примечание. 1, 2 – габбро, Волковский массив; 3 – сиенит, Кушвинский массив; 4 – магнетитовая руда, Лебяжинское месторождение; 5 – гранодиорит, Ауэрбаховский массив; 6 – кварцевый диорит, гора Ермакова; 7, 8 – кв. диорит, Краснинский массив; 9 – кв. диорит, Верхисетский массив; 10 – гранодиорит, Верхисетский массив; 11 – гранит, Шарташский массив. Не обн. – не обнаружено.

золотом оруденение, свойственны промежуточные характеристики состава. Апатиты Краснинского массива этого типа имеют повышенное содержание Pb, Li и U при существенном росте U/Th-отношения до 0.5–0.95. В сравнении с апатитами мантийных внутриплитных габбро-гранитных серий с железорудной минерализацией в апатитах этого ме-

таллогенического профиля заметно снижается содержание V, Co и халькофильных элементов Cu и Zn, остается повышенным содержание Ga и Ge и растет концентрация Bi, Mo, W, Ti, Sb, Cd. Для этих апатитов характерны также пониженная концентрация Sr (200–330 г/т) и дифференцированный спектр РЗЭ с La/Yb-отношением 12–14. Наличие

повышенного содержания сидерофильных и халькофильных элементов в данных апатитах коррелируется с повышенным содержанием в них Cl (до 1.0%), что в целом отличает богатые хлором производные мантийных базальтоидных и андезитоидных магм от водно-анатектических магм корового генезиса, бедных Cl.

Коровому магматизму в составе ППУ во времени предшествовал этап формирования мантийно-коровой маловодной дифференцированной диорит-гранодиорит-граносиенитовой (андезитоидной?) серии. Небольшие по размерам интрузии этой серии образуют довольно узкий по ширине, но вытянутый на сотни километров в меридиональном направлении пояс, так же как и анатектические коровые массивы ЛАП-серии и горы Ермакова, формирующиеся в восточной краевой части комплексов ППУ. Гипи мезоабиссальные диорит-гранодиоритовые и граносиенитовые интрузии этого пояса ранее были отнесены к **тагильскому гранитоидному комплексу**, подробно охарактеризованному Л.В. Малаховой [31]. Этот комплекс, несомненно, должен иметь и свои вулканические комагматы.

В краевой части Тагило-Баранчинского массива этот комплекс представлен массивами гор Околейский Камень и Юрьевский Камень, Косогор, Липовой и др. Возраст гранитоидов этого типа, определенный по циркону, – 430 млн лет [22 и др.]. Как свидетельствуют данные рис. 2, для этих гранитов характерен апатит, отличающийся по содержанию хлора и фтора как от апатитов в коровом типе гранитоидов, так и от апатитов в составе внутриплитных рудоносных тагило-кушвинского и ауэрбаховского комплексов. Для апатитов последних характерна максимально высокая концентрация хлора. В коровых анатектических гранитах ЛАП-серии и гранитоидах горы Ермакова концентрация хлора минимальна при пониженном содержании фтора. Апатиты в маловодных дифференцированных гранитоидах тагильского комплекса обогащены как фтором, так заметно и хлором.

В более восточных зонах Среднего Урала близкими возрастными, возможно и генетическими, аналогами надсубдукционного мантийно-корового дифференцированного диорит-гранодиорит-гранитного магматизма в краевой зоне массивов ППУ предположительно являются тоналиты и плагиограниты **Рефтинского габбро-тоналит-плагиогранитного комплекса** также возрастом 425–430 млн лет [6, 23, 24 и др.]. Это хорошо согласуется с геологическими данными [19, 31 и др.]. К этому этапу и типу мантийно-корового надсубдукционного магматизма может быть отнесен и гипабиссальный **Аверинский диорит-трондьмитовый комплекс**, который имеет свои вулканические комагматы в виде межевского базальт-андезит-риолитового комплекса [19]. Возраст Аверинского комплекса составляет 420 млн лет [8].

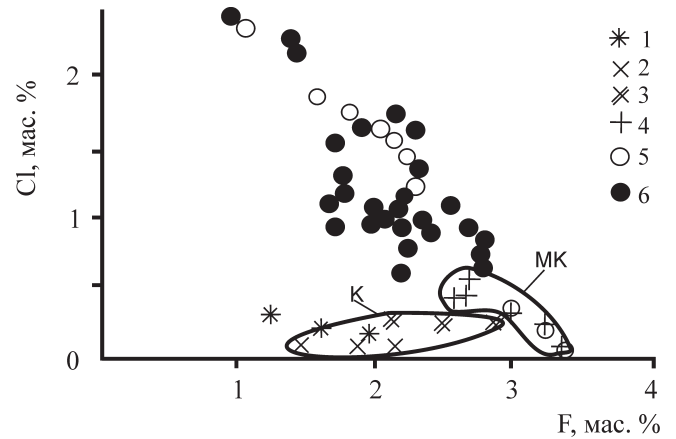


Рис. 2. Соотношение Cl и F в апатитах рудоносных габбро-сиенит-гранитных массивов S_2 – D_1 и сопровождающих их скарново-магнетитовых месторождениях в сопоставлении с составами апатитов из субсинхронных с первыми мантийно-коровых и коровых гранитоидов, развитых в восточной краевой зоне комплексов ППУ.

1 – габбро-амфиболиты и мигматиты Нижнетагильского массива; 2 – анатектиты Черноисточинского и Кытлымского массивов (анортозиты, лейкодиориты, плагиограниты); 3 – диориты и тоналиты горы Ермакова; 4 – мантийно-коровые дифференцированные диорит-гранодиоритовые массивы восточной окраины ППУ (тагильский гранитоидный комплекс – Околейский Камень и другие массивы); 5 – рудоносные габбро-сиенит-гранитные массивы (Тагильский, Кушвинский, Покровский, Ауэрбаховский); 6 – скарново-магнетитовые месторождения (Естюнинское, Лебяжинское и др.). Поля: К – коровые; МК – мантийно-коровые гранитоиды.

Возможно, что формирование **Артемовско-Алтынайского рудно-магматического ареала** медно-порфирового типа, который развит к востоку от рефтинского габбро-тоналитового комплекса, также относится к этому этапу и типу магматизма. По классификации [7 и др.], этот рудно-магматический ареал является представителем гранодиоритовой модели медно-порфировых месторождений. Возраст интрузий этого рудоносного ареала 404–406 млн лет, что установлено по конкордантному U–Pb-возрасту цирконов Артемовского и Алтынайского массивов [3]. Среди исследованных цирконов есть популяции возрастом до 420 млн лет и более молодые – 360 и 320 млн лет. Магматический состав этого ареала отличает значительная степень дифференциации исходного сильно деплетированного мантийного базальтоидного (андезитоидного?) расплава. Первичное отношение стронция в Алтынайском массиве 0.7044–0.7049 и в Артемовском – 0.7059. Значения ϵNd составляют +7.5...+8.7. Отмечается связь этого ареала с глубинным разломом.

На Среднем Урале, в Медведовско-Арамилской зоне, одновременно с охарактеризованным выше мантийно-коровым надсубдукционным мало-

водным гранитоидным магматизмом формировался и небольшой по размерам анатектически-коровый **Курманский массив** (габбро)-диорит-трондьемитового состава. Для этого массива по циркону в среднезернистом мигматизированном роговообманковом габбро и в лейкократовых обособлениях в нем (трондьемитовой лейкосомы) получен [24] раннедевонский (412–405 млн лет) возраст, тогда как ранее Курманский массив рассматривался как часть позднекаменноугольного Каменского массива. Эти значения отвечают времени внедрения богатого водой базитового расплава, его кристаллизации в виде роговообманкового габбро, парциального плавления (автомигматизации) габбро, образования анатектического расплава трондьемитового состава.

Формирование **Аверинского диорит-трондьемитовый комплекса** в крупной трансформно-сдвиговой тектонической зоне северо-восточного простирания определило сильно вытянутую в этом направлении, часто линзовидную форму отдельных интрузивных тел этого комплекса. В этой сдвиговой зоне, в результате более позднего интенсивного дислокационного метаморфизма, первичные интрузивные породы Аверинского комплекса были превращены в бластомилониты и другие метаморфизованные породы (сланцы, метадиориты и амфиболиты), отвечающие по P–T-условиям зеленосланцевой фации метаморфизма: с вариациями температуры 370–565°C и давления от 2.3–2.5 и до 7–10 кбар. Время дислокационного метаморфизма по изотопным K–Ar- и U–Pb(циркон)-данным 357–360 млн лет [8].

В этой связи следует отметить широкое распространение (вторичных метаморфогенных) популяций циркона подобного возраста (340–360 млн лет) среди проанализированных более древних цирконов, характеризующих время формирования различных по составу, но додевонских по возрасту магматических и метаморфических пород ППУ, Тагильской мегазоны и более восточных районов Среднего Урала. Подобные популяции циркона возрастом 340–360–370 млн лет выявлены в более древних магматических породах, таких, например, как дуниты Косьвинского Камня (Кытлымский массив), в оливиновом габбро Тагило-Баранчинского массива, в габброидах Волковского и других массивов ППУ, в кварцевых диоритах Ауэрбаховского массива и др. Они отражают время проявления самых ранних и наиболее интенсивных этапов герцинского орогенеза, характеризующих на Южном Урале время причленения Магнитогорской палеодуги к краю ВЕП, время сочленения Тагильского и Магнитогорского островодужных террейнов (палеодуг) с другими более восточными микроконтинентальными и островодужно-океаническими мегаблоками и террейнами Урала. Это время (365–360 млн лет) начала формиро-

вания и многих наиболее крупных позднедевонско-каменноугольных плутонов (батолитов) ГТГГ типа, составляющих, наряду с более поздними коллизионными гранитными массивами (этапа гиперколлизии континентальных плит), Главную гранитную ось Урала.

В составе комплексов ППУ данный этап герцинского орогенеза зафиксирован и в виде самостоятельных эпизодов магматизма и метаморфизма. Так, на западном склоне горы Белой, у пос. Уралец, известны плагиомигматиты, образующиеся по метаморфизованному океаническому субстрату – по пакетам параллельных даек диабазов спредингового типа, рассекающих габбро-амфиболиты Нижнетагильского платиноносного комплекса, где эти поздние коровые магматиты по циркону датируются в диапазоне 348–353 млн лет [22 и др.].

Заключение. Таким образом, на рубеже S_2 – D_1 в процессе косой субдукции и трансформного тектонического режима на Среднем и Северном Урале происходит субсинхронное образование мантийных внутриплитных, мантийно-коровых надсубдукционных и анатектических коровых гранитоидных серий. Необходимо отметить отчетливую специфичность состава и условий формирования данной гетерогенной по составу и источникам гранитоидной ассоциации в Тагильской мегазоне и в составе комплексов ППУ. Это обусловлено в первую очередь интенсивностью проявления трансформной (сдвиговой) составляющей (и сопряженных со сдвигами раздвиговых структур), что и определяет сочетание в пространстве и времени столь разных по составу, генезису, магматическим источникам, флюидному режиму и минерализации гранитоидных серий (три типа). Одни серии связаны с проникновением в зоны наиболее интенсивных сдвиго-раздвиговых дислокаций внутриплитных базальтоидных магм, отражающих внедрение в фундамент Тагильской островной дуги глубинных астеносферных диапиров. Этот тип внутриплитного (рифтогенного) габбро-гранитного магматизма характеризуется высокой активностью хлора в составе рудообразующих флюидов с формированием крупных скарново-магнетитовых и медно-скарново-магнетитовых месторождений. Другие – надсубдукционные андезитовидные(?), по-видимому, образованы в результате мантийно-корового взаимодействия. Их характеризует непрерывно дифференцированный диорит-гранодиорит-гранитный состав и повышенная хлороносность маловодных магм, специализация на золотомедно-порфиоровую минерализацию. Третий тип серий образуется в результате многократного водного корового анатексиса сильно метаморфизованного базитового субстрата. Размещение гранитоидных интрузий второго и третьего типов в восточной краевой зоне массивов ППУ, по-видимому, также контролируется транс-

формными зонами повышенной проницаемости.

В восточной краевой зоне комплексов ППУ, вдоль границы их с островодужными толщами Тагильской мегазоны, маловодные мантийно-коровые диорит-гранодиоритовые интрузии и коровые гранитоидные анатектиты образуют единый (парный) пояс с внутриплитными габбро-гранитными интрузиями и Главным западным поясом контактово-метасоматических железорудных месторождений Среднего и Северного Урала, который вытянут в субмеридиональном направлении на многие сотни км. Узколинейный характер развития данного пояса, близкие возрастные диапазоны формирования коровых (423–406 млн лет), мантийно-коровых (430–420 млн лет) и внутриплитных железоносных (425–405 млн лет) серий гранитоидов является реальным свидетельством связи этого пояса с трансформной зоной скольжения плит.

В целом интрузивную ассоциацию этого парного пояса можно отнести к позднесилурийско-раннедевонскому вулканоплутоническому поясу. Продолжение этого пояса можно видеть на Полярном Урале, где в данном возрастном интервале в восточной краевой зоне Войкаро-Сынинского и Райизского гипербазитовых массивов формировался крупный собский диорит-тоналит-плагиогранитный батолит, возрастом 420 млн лет [30]. В юго-восточной части этого корового батолита расположен гипабиссальный монцодиорит-сиенитовый Конгорский массив, который, как и мантийно-коровые надсубдукционные андезитоидные массивы Среднего Урала, имеет повышенную хлороносность [27] и специализацию на золотомеднопорфировое оруденение.

Исследования проведены при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 27 (проект № 12-П-5-2015), совместных программ УрО, ДВО и СО РАН (проекты № 12-С-5-1022 и 12-С-5-1014).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. М: Наука, 1990. 269 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41. Екатеринбург. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 492 с.
3. Грабежесев А.И., Смирнов В.Н. Артемовско-Алтынайский рудно-магматический ареал медно-порфирового типа (Средний Урал): U-Pb SHRIMP-II возраст, петрогеохимия гранитоидов и генетическая специфика // Литосфера. 2012. № 6. С.78–89.
4. Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Смирнов В.Н., Медведева Т.Ю., Бороздина Г.Н. Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // Литосфера. 2005. № 2. С. 68–96.
5. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
6. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконы из магматитов Тагильской и Магнитогорской зон как основа их возрастных и корреляционных соотношений // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 276–283.
7. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.
8. Лобова Е.В. Силурийский интрузивный магматизм восточной зоны Среднего Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2013. 20 с.
9. Нечехун В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г. Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии: объяснительная записка к геодинамической карте Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1:2 500 000. Екатеринбург: УрО РАН, УГГУ, 2009. 158 с.
10. Наркисова В.В. Петрохимия позднеордовикских-раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 24 с.
11. Овчинников Л.Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала // Труды горно-геологического ин-та УФАН СССР. 1960. Вып. 39. 495 с.
12. Петров Г.А. К проблеме диагностики синсдвиговых палеобассейнов: позднесилурийско-раннедевонские толщи Тагильского прогиба // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований: мат-лы 9-го Урал. литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 126–128.
13. Петров Г.А. Проявление тектонической обстановки скольжения плит в фанерозойской истории Среднего Урала: постановка проблем и некоторые направления исследования // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 160. 2013. С. 56–61.
14. Путеводитель Тагило-Кушвинской экскурсии. Первое Уральское петрографическое совещание. Свердловск, 1961. 128 с.
15. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
16. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
17. Свяжжина И.А., Петров Г.А. Миграция террейнов Уральского подвижного пояса и палеозойские аккреционные события на Уральской окраине Восточно-Европейского палеоконтинента // Литосфера. 2011. № 6. С. 3–13.
18. Скарново-магнетитовая формация Урала: Средний и Южный Урал. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 212 с.
19. Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала // Литосфера. 2003. № 2. С. 40–56.
20. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение

- и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: МГУ, 2002. 123 с.
21. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Монтеро М.П. Анатексис базитов в зоне палеосубдукции и происхождение анортозит-плагиигранитной серии Платиноносного пояса Урала // Геохимия. 1998. № 8. С. 768–781.
 22. Ферштатер Г. Б., Холоднов В.В, Краснобаев А.А. и др. Интрузивный магматизм разных стадий развития Среднего и Южного Урала: петрология, геохимия, изотопный возраст, геодинамическая интерпретация // Геология Урала и сопредельных территорий. Сб. науч. тр. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 98–124.
 23. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
 24. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Беа Ф., Монтеро П., Холоднов В.В., Прибавкин С.В. Раннедевонский Курманский габбро-гранитоидный массив на Среднем Урале // Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 160. 2013. С. 67–70.
 25. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: мат-лы Всерос. конф. с междунар. участием. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45–49.
 26. Ханчук А.И., Крук Н.Н., Холоднов В.В. и др. Природа континентальной коры Сихотэ-Алиня (по данным изотопного состава Nd в породах Южного Приморья) // Докл. АН. 2013. Т. 451, № 4. С. 441–445.
 27. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 390 с.
 28. Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Коновалова Е.В. Геохимия апатита в интрузивных породах Урала, характеризующихся различной рудной специализацией // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 157. 2010. С. 190–195.
 29. Холоднов В.В., Петров Г.А., Коновалова Е.В. Скарново-магнетитовые месторождения Урала: возрастная и геодинамическая типизация, флюидный режим, магматические источники // Процессы рудообразования и прикладная геохимия. М.: ИМГРЭ, 2013. С. 94–109.
 30. Шмелев В.Р., Мон Ф.-Ц. Природа и возраст базитов офиолитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Докл. АН. 2013. Т. 451, № 2. С. 211–215.
 31. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородина и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
 32. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.