

Развитие Ингульского мегаблока Украинского щита в период формирования Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского плутонов

© О. В. Усенко, 2013

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 30 мая 2012 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Аналіз геологічної будови і вивчення складу магматичних комплексів Інгульського блоку Українського щита дозволяє зробити ряд висновків про його глибинний розвиток в період 2,1—1,7 млрд років. Встановлено, що розплави початкових фаз Новоукраїнського і Корсунь-Новомиргородського плутонів диференційовані на межі кора—мантія, а розплави завершальних фаз — в корі. Поява вогнища плавлення на межі кора—мантія викликано підйомом розплаву по проникній "трансформній" зоні. Поява корової астеносфери викликана надходженням тепла і речовини з мантійної. Сполучення метасоматичного і магматичного процесів, а також кондуктивний прогрів приводять до формування великого корового осередку плавлення. Вертикальна складова глибинного процесу при формуванні Новоукраїнського і Корсунь-Новомиргородського плутонів однакова або близька, але в період 2,0—1,6 млрд років фіксується скорочення вогнищ плавлення по латералі. Можливо, саме цей період можна вважати часом формування недеплетованої мантії, коли її склад наближається до складу лерцолита, а температури стають нижче температури його солідусу під більшою частиною Українського щита.

Analysis of geological structure and the studies of composition of magmatic complexes of the Ingul block of the Ukrainian Shield makes possible to come to some conclusions on its deep structure during the period of 2,1—1,7 Ga. It has been found that the melts of the initial phases of the Novoukrainka and the Korsun-Novomirgorod plutons were differentiated at the border the crust — the mantle, and the melts of the final phases were differentiated within the crust. The appearance of the melting source at the border the crust — the mantle was produced by the melt supply along the permeable "transforming" zone. Appearance of crustal asthenosphere was caused by heat and material supply from the mantle asthenosphere. Combination of metasomatic and magmatic processes, as well as conductive heating lead to production of vast crustal melting source. Vertical component of the deep process during formation of the Novoukrainka and Korsun-Novomirgorod plutons is the same or similar but during the period 2,0—1,6 Ga lateral decrease of melting sources is noticed. Possibly, it was that period, which could be considered as the time of undepleted mantle formation, when its composition approaches lherzolite one and the temperatures become lower than its solidus temperature under the major part of the Ukrainian Shield.

Введение. Ингульский мегаблок Украинского щита (УЩ) является буферной зоной, разделяющей УЩ на две части. На востоке (за исключением Восточного Приазовья) преобладает архейский структурный рисунок — гранитоидные купола обрамляются зеленокаменными структурами. На западе представлены архейские и протерозойские образования.

К началу формирования Новоукраинского и Кировоградско-Бобринецкого массивов на Ингульском мегаблоке накоплена толща вулканогенно-осадочных пород значительной мощности. Предполагается, что нижний возрастной рубеж ингуло-ингулецкой серии 2,67 млрд лет (здесь и далее возраст пород приведен по работе [Геохронология ..., 2008]). В это время фор-

мируются вулканогенные породы новокриворожской свиты Криворожско-Кременчугской шовной зоны (ККШЗ). Датировки биотитовых гнейсов восточной (Ингульской) части мегаблока — 2,45—2,67 млрд лет (табл. 1). Можно предположить, что накопление осадков в обеих структурах происходило синхронно, что подтверждается геологическими наблюдениями. Согласно Р. Я. Белевцеву, до 2,1 млрд лет Криворожско-Кременчугская шовная зона и Ингульский мегаблок представляли собой единый бассейн, в котором осуществлялось осадконакопление. На запад из разреза криворожской серии в границах Ингульского мегаблока постепенно исчезают новокриворожская, скелеватская, саксаганская, гданцевская свиты [Белевцев, 1975]. Последняя на территории блока соответствует родионовской. По всей видимости, до 2,0 млрд лет субмеридиональные разломные зоны, в том числе ограничивающие шовные, не были проявлены как резкие тектонические контакты, фиксирующие вертикальные и горизонтальные перемещения значительной амплитуды.

Активизация, начинающаяся ~ 2,1 млрд лет назад образованием основных пород Новоукраинского плутона, продолжается формированием интрузивных новоукраинских и палингенных кировоградских гранитов, затем — габбро, анортозитов и гранитов-рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона. Эти массивы расположены вдоль межрегиональной тектонической

зоны раздвига Херсон — Смоленск. "Вместе с Новоукраинским и Корсунь-Новомиргородским плутонами Кировоградский массив фиксирует зону растяжения, возникшую в архейском фундаменте Ингуло-Ингулецкого района ко времени, вероятно, 2000 млн лет" [Щербатов, 2005, с. 202]. Глубина дифференциации расплавов основных и ультраосновных пород Новоукраинского плутона — 40 ÷ 50 км [Петрология ..., 1990], это позволяет предположить, что здесь уже до начала процесса существовала континентальная кора, мощность которой составляла ~ 40 км. Ее состав, вероятно, был более основной, чем после второго этапа гранитизации, в процессе которого образовались кировоградские гранитоиды.

Во время активизации происходили неоднократные вертикальные перемещения разных знаков, сопровождавшиеся метаморфическими и метасоматическими преобразованиями под действием тепла и вещества. Становление Новоукраинского плутона связано с процессами прогрессивного метаморфизма и гранитизации. Отложение золота в Кировоградской разломной зоне происходит после формирования гранитов кировоградского комплекса. Формирование ураноносных альбититов связано с этапом последующей инверсии тектонических движений, обусловленным оживлением глубинных разломов. Поскольку более поздние изменения происходили при меньших температурах, фиксируются проявления регрессивного метаморфизма

Т а б л и ц а 1. Последовательность формирования комплексов метаморфических и магматических пород Ингульского мегаблока УЩ. В скобках указан возраст, по [Геохронология ..., 2008]

Западная (Братская) часть	Центральная часть	Восточная (Ингульская) часть
Ураноносные альбититы (2,0—1,6 млрд лет, максимально 1,79—1,81 млрд лет)		
	Корсунь-Новомиргородский плутон (1,725—1,83 млрд лет)	
Литиевые пегматиты (1,95 млрд лет)	Новоукраинский плутон (1,81—2,03 млрд лет) Кировоградско-Бобринецкий массив (1,97—2,06 млрд лет)	Месторождения золота (1,75—2,2 млрд лет)
Граниты ташлыкского комплекса (2,556 млрд лет) Ингуло-ингулецкая серия Роццаховская Каменно-костоватская свиты	2,45—2,67 млрд лет	Граниты ташлыкского комплекса (2,556 млрд лет) Ингуло-ингулецкая серия Чечелевская Спасовская свиты

ма. В Ингульском мегаблоке они выражаются в обратной метаморфической зональности (верхние горизонты метаморфизованы в более высоких фациях). Зоны уранового оруденения накладываются на диафториты — продукты регрессивного метаморфизма. Во всех случаях они связаны с зонами пересечения разломов и разрывов, смещения осей складок и флексур.

Постановка задачи. Докембрий — время формирования коры и мантии. Поэтому важной задачей является установление протекания глубинного процесса, эволюции состава расплавов и флюидов. Не менее важный аспект исследований — установление роли трансформных проницаемых зон в геотектонических процессах.

Одной из тем, связанных с вопросами ранней истории Земли, происхождения мантии и континентальной коры, является проблема докембрийского гранитообразования. Помимо более ранних теорий, представляющих граниты как продукты магматической дифференциации ювенильной (первично-мантийной) магмы, широкое распространение получили гипотезы корово-анатектического и палингенно-метасоматического происхождения гранитов. Подобный плюрализм концепций отражает гетерогенность гранитоидов. Если появление архейских пород габбро-тоналит-гранодиоритовой ассоциации вполне удовлетворительно объясняется с позиций фракционирования базальтовой магмы в *PT*-условиях коры, то появление ассоциаций анортозит-чарнокит и анортозит-гранит-рапакиви требует привлечения дополнительных механизмов для объяснения минералогической, геохимической специфики этих комплексов.

Во многих работах автора отстаивается мнение, что условия образования магматических формаций и их отдельных членов необходимо изучать на примере реальных геологических объектов, имеющих пространственно-временные привязки. Их связь с тектоническими структурами, магматическими, осадочно-эксталяционными комплексами и другая геолого-аналитическая информация существенно уточняют протекание глубинного процесса.

Наличие в центральной части Ингульско-го мегаблока УЩ Новоукраинского массива, сложенного породами формации габбро-монцонит-гранит-лейкогранитов, и Корсунь-Новомиргородского плутона, представленного формацией габбро-анортозитов-гранитов рапакиви, а также палингенными гранитоидами Кировоградского комплекса, делает центральную часть Ингульского мегаблока подходящим объектом исследования.

Задачами исследования являются:

- установление *PT*-условий дифференциации расплавов для всех пород, слагающих магматические комплексы, — глубинного процесса;
- определение состава флюида, взаимодействующего с расплавом астеносферы, его изменения за изучаемый период времени;
- восстановление *PT*-условий и процессов, обусловивших гранитизацию и метаморфизм;
- оценка роли межрегиональной тектонической зоны Херсон — Смоленск в развитии Ингульского мегаблока;
- обоснование предположений о составе и строении коры и мантии, их эволюции в цикле активизаций, протекавших 2,1—1,7 млрд лет назад.

Конечно, нельзя говорить о полном освещении глобальных вопросов развития Земли на примере одного блока УЩ. Однако установление истории его глубинного развития позволит существенно конкретизировать протекание геодинамического процесса в исследуемом регионе. Эти результаты можно использовать для сопоставления с установленными для остальных блоков УЩ и других докембрийских щитов мира.

Магматические комплексы. Ташлыкский комплекс. Эндербиты, плагиоچارнокиты и чарнокиты ташлыкского комплекса образуются до начала изучаемого процесса. Их абсолютный возраст — 2,556 млрд лет. Гранитоиды развиваются по гнейсам каменно-костоватской и спасовской свит вследствие прогрессивного метаморфизма (описания всех магматических комплексов приведены по работам [Петрология ..., 1990; Щербаков, 2005]). Температуры их формирования 700 °С, давление — 0,5—0,55 ГПа [Петрология ..., 2011].

Это преимущественно плагиоклазовые породы. Зерна плагиоклаза оторочены мелкозернистым агрегатом кварца. Количество калиевого полевого шпата изменяется в широких пределах от 3 до 30 %. Калиевый полевой шпат и ортопироксен наложенные. Ортопироксен замещается куммингтонитом и далее — роговой обманкой. Присутствуют шпинель, циркон, биотит, апатит. Средний состав: плагиоклаз — 40 %, микроклин — 8 %, гиперстен, роговая обманка, куммингтонит, биотит — по 5 %. Железистость ортопироксена (f_{44-68} %), биотит титанистый (TiO_2 — 4,8—5,2 %), гранат — альмандин-пироп (f_{91} %). Состав пород комплекса, развитых в западной (Братской) части блока, близкий. Представлены антипертитовым плагиоклазом, микроклин-пертитом — 10 %, орто-

пироксеном (f 57 %) — 3—7 %, биотитом (f 48—56 %) — 5—10 %, гранатом — до 5 %.

По петрохимическим признакам относятся к высокоглиноземистым низкокалиевым породам. Отношение $Na_2O/K_2O \sim 2 \div 3$ (табл. 2).

Новоукраинский комплекс представлен ассоциацией пород, слагающих одноименный массив. С запада и юго-запада он обрамляется гнейсами и мигматитами каменно-костоватской и рощаховской свит, причем их простирание строго согласно с его контурами. Характерной особенностью строения массива является наличие зональности в виде очагово-купольных структур, которые тяготеют к межрегиональной тектонической зоне Херсон — Смоленск. Наблюдаются зональные тела со сменой более основных пород в центре более кислыми, с образованием разной мощности промежуточных зон. Данный факт отражает процессы поступления глубинного (по всей видимости, мантийного) расплава по проницаемой (разломной) зоне и кристаллизационной дифференциации расплавов непосредственно у поверхности.

Новоукраинский pluton сложен преимущественно трахитоидными калиевыми гранитами, монцонитами, чарнокитами гранулитовой фации метаморфизма.

Формирование массива происходит на протяжении четырех фаз.

1. Основные породы габбро-монцонитовой формации первой фазы образуют небольшие

тела. Количество темноцветных минералов не превышает 35 %. Сложены высокожелезистыми ортопироксенами (f 78—87 %) и клинопироксенами (f 56 %), плагиоклазом (№ 50). Биотит образует оторочки вокруг рудного минерала. Содержание ильменита 5 %. В центре тел присутствует железистый оливин.

2. Вторая фаза представлена кварцевыми монцонитами, сиенитами, пироксеновыми гранитами с кварцем и плагиоклазом, калиевым полевым шпатом. Разновидности обусловлены количественными соотношениями калишпата с кварцем и плагиоклазом.

3. Гранитоиды третьей фазы образуют основной объем площади массива — около 80 %. К ним относятся гранат-биотитовые, биотитовые и известково-щелочные ортопироксеновые граниты.

4. К четвертой фазе относятся аплитоидные граниты нормального ряда.

Возраст монцонитов — 2,037 млрд лет, гранат-биотитовых гранитов — 2,036—2,025 млрд лет.

Высокожелезистые (f 73—83 %) ортопироксены гранитов (эвлиты) образованы в условиях высоких температур и низких давлений. Их состав постоянен во всех породах массива от габбро-норитов до гранитоидов, что, по мнению И. Б. Щербакова, указывает на магматическое происхождение пород. Содержат повышенное количество титана. В парагенезисах с роговой обманкой ортопироксен содержит больше ти-

Т а б л и ц а 2. Содержание петрохимических оксидов в породах ташлыкского (таш.), новоукраинского (н/у), корсунь-новомиргородского (к/н) комплексов, по [Щербаков, 2005]

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Гарцбургит к/н	35,8	5,3	6,2	32,2	2,9	8,6	4,3	1,2	0,6
Троктолит к/н	38,6	4,3	15,9	20,4	1,5	4,6	9,7	1,1	0,17
Габбро-норит н/у	51,6	2,9	14,5	11,1	2,0	4,1	7,0	2,8	1,69
Габбро-норит к/н	45	5,8	16	14,8	1,0	6,1	7,0	2,25	0,36
Анортозит к/н	54,3	0,8	24,1	3,13	1,5	1,5	8,9	4,1	1,1
Монцонит н/у	60,5	0,6	17,9	6,2	0,95	1,2	4,0	3,76	3,16
Монцонит к/н	55,1	1,7	14,2	12,1	2,1	1,75	4,5	5,1	3,1
Сиенит н/у	63,3	0,07	19,3	2,59	0	0,26	1,8	4,9	6,3
Сиенит к/н	61,2	0,7	16,0	6,9	1,6	0,12	3,2	3,9	5,9
Эндербит ташл.	59,9	0,52	18,8	3,0	2,7	2,4	5,5	4,3	1,4
Чарнокит ташл.	64,5	0,6	18,4	3,9	1,2	2,2	4,5	3,6	1,4
Гранит н/у	68,9	0,5	13,2	3,0	1,87	1,2	2,1	3,5	5,4
Рапакиви н/к	71	0,4	13,7	3,1	0,6	0,7	1,2	3,0	4,9

тана (0,95—1,25 ф. е.), с гранатом — меньше (0,3—0,6 ф. е.). Клинопироксен редок.

Биотит характеризуется постоянным содержанием TiO_2 (4,0 %) и ΣFeO . В биотитах железистость довольно низкая и постоянная (f 60—66 %), тогда как в гранатах (как и в ортопироксенах) — максимальная для гранитов щита. Калиевый полевой шпат содержит 28 % альбитового компонента. Другая разновидность калиевого полевого шпата образует порфирированные выделения, содержание которых в среднем — 20 %, а в гранат-биотитовых гранитах достигает 50—60 %. Плаггиоклаз основных пород антипертитовый (15—20 %). Особенность — повышенное содержание центров Se^{3+} как признака глубинных образований. Реликты плаггиоклаза наблюдаются в кристаллах калишпата. Количество кварца от 4—26 % в кварцевых монцонитах, до 28—38 % в гранат-биотитовых гранитах.

В северо-западной части щита аналогом новоукраинского является букинский комплекс, на Приазовском блоке — хлебодаровский. Как и в породах букинского и хлебодаровского комплексов, фиксируются породы монцонит-сиенитового ряда, высокая железистость высокотемпературных минералов — ортопироксена и оливина и низкая — биотита. Среди важных признаков — преобладание основного плаггиоклаза и присутствие железистого оливина в породах габбро-монцонитовой формации, высокое содержание FeO , TiO_2 , K_2O . В породах габбро-монцонитовой формации наблюдается постоянный рост содержания K_2O по мере снижения основности. В чарнокит-гранитовой формации количество K_2O максимально в самых основных породах (монцонитах) и не изменяется или падает по мере повышения кислотности. Содержание FeO в породах габбро-монцонитовой формации снижается от основных пород к более кислым, а затем вновь повышается в монцонитах чарнокит-гранитовой формации и постепенно снижается у сиеночарнокитов и гранат-биотитовых гранитов [Петрология ..., 1990]. Породы комплекса характеризуются низкой степенью окисления железа.

Кировоградские граниты встречаются совместно с новоукраинскими и считаются их палингенными аналогами. Как и породы новоукраинского массива, залегают согласно вмещающей толще. Переходы между кировоградскими и новоукраинскими гранитами постепенные. Они образуют Кировоградско-Бобринецкий массив, а также другие крупные массивы и тела порфирированных гранитов. Грани-

ты возникли за счет вмещающей толщи в результате прогрессивного ультраметаморфизма. От новоукраинских гранитов их отличает более однообразный состав гранитов и менее глубинные условия формирования. Кировоградские граниты образованы в условиях амфиболитовой фации, тогда как новоукраинские — гранулитовой. Состав: плаггиоклаз (№ 10—18) — 15—35 %, калиевый полевой шпат — 35—60 %, кварц — 25—35 %, биотит — 3—7 %, гранат — 0—5 %, роговая обманка — 0—3 %, изредка встречается гиперстен.

Возраст вознесенского комплекса, представленного в западной (Братской) части Ингульского мегаблока гранитов, 1,9—2,1 млрд лет. Граниты развиваются по рощаховской и каменно-костоватской свитам. Поэтому выделены в отдельный от кировоградского комплекс. Состав колеблется в широких пределах: калиевый полевой шпат — 20—60 %, плаггиоклаз — 20—35 %, кварц — 20—25 %, биотит — 2—7 %, гранат — 2—7 %. С гранитами этого комплекса связаны пегматитовые пояса с оруденением Li, Rb, Be и Ta. Возраст жил оценивается 2,0—1,97 млрд лет, тогда как самих гранитов — 2,06—2,02 млрд лет.

Палингенные гранитоиды близкого возраста, относящиеся ко второму этапу площадной гранитизации, присутствуют на всем УЩ. Состав пород свидетельствует, что их появление происходит в коре, а также существует генетическая связь между магматическими новоукраинскими и палингенными кировоградскими гранитами.

Корсунь-Новомиргородский плутон на 75—80 % сложен гранитами, на 10—15 % — основными породами и на 3—5 % монцонитами. Согласно И. Б. Щербакову, в тектоническом отношении Корсунь-Новомиргородский плутон представляет собой опущенный участок земной коры, ограниченный кольцевыми разломами и обрамленный массивами габбро-норитов [Щербаков, 2005]. Внедрение интрузивного материала происходило на глубине 1—4 км, а мощность интрузий основных пород не превышает 2—3 км [Петрология ..., 1990].

Общая последовательность формирования пород:

- 1) расслоенные анортозиты и жильные порфирированные нориты;
- 2) монцонит, кварцевый сиенит и гранит;
- 3) биотит-роговообманковый рапакиви и гибридные монцониты;

- 4) граниты;
- 5) щелочные сиенит-порфиры.

Породы основного состава образуют пять массивов. Главной особенностью является наличие плагиоклаза (до 30 %) во всех типах не только основных, но и ультраосновных пород. Последние распространены незначительно, образуют прослойки мощностью до 20 см. В массивах присутствуют полевошпатовые ультрамафиты, троктолиты, оливиновые и безоливиновые габбро-нориты, лабрадориты, а также монцониты. Разнообразие ультраосновно-основных пород вызвано присутствием или отсутствием оливина, сменой ортопироксена клинопироксеном. Анортозиты в массивах основных пород слагают 70—80 %. Ультрамафиты очень редки. Количество плагиоклаза (№ 57) в них достигает 30 %. Ортопироксен содержит вросстки клинопироксена. Железистость оливина — 70—78 %, ортопироксена — 48—57 %.

Многие авторы считают, что внедрение анортозитов было по меньшей мере двухфазным. Наблюдается расслоение массивов габбро-анортозитов на микро- и макроритмы, основу которых образуют анортозиты. Расслоение происходит в процессе разделения на несмешиваемые жидкости — ликвации, что подтверждается распределением компонентов между фазами. В габбро-норитах концентрируются FeO, MgO, TiO₂, в анортозитах — SiO₂, Al₂O₃, CaO и щелочи (см. табл. 2).

Анортозиты сложены плагиоклазом № 45—50. Интеркумулюс — оливин, пироксены. В рудных габбро-норитах содержание ильменита достигает 13 %, апатита — 10 %. В монцонитах железистость оливина — 99 %. Присутствуют овоиды калиевого полевого шпата, плагиоклаз, клино- и ортопироксены, кварц. Железистость биотита — 80 %. В Смелянском габбро-анортозитовом массиве рудные габбро-нориты сложены плагиоклазом, железистыми кальциевыми пироксенами, оливином, ильменитом, титаномagnetитом, апатитом. В рудных разновидностях содержание ильменита достигает 13 %. В то же время исчезает оливин. В массивных рудах нет апатита, содержание которого в рассеянных и обогащенных — до 3 %. Согласно мнению, высказанному в работе [Металлические ..., 2005], это свидетельствует о процессах ликвационного отделения магм, обогащенных титаном.

Габбро-монцониты сложены антипертитовым плагиоклазом (№ 4—45), калиевым полевым шпатом (до 25 %), клино- и ортопироксеном, оливином (3 %), кварцем — 2 %. Присут-

ствуют железистый биотит (f 80 %), роговая обманка. Переход к монцонитам проявлен в увеличении доли калиевого полевого шпата (микроромбикла), плагиоклаза, кварца. Темноцветные представлены роговой обманкой, присутствуют железистый оливин (f 99 %) и пироксены. Содержание полевого шпата коррелирует с содержанием кремнезема.

Для пород характерна высокая железистость с преобладанием FeO, высокое содержание TiO₂, повышенное K₂O. В габбро-анортозитах отсутствует отрицательная аномалия Eu, тогда как и в гранитах Новоукраинского и Кировоградского массивов она четко выражена.

Граниты рапакиви с оливином и пироксеном развиты в южной части плутона, мелкоовоидные — в приконтактных частях. Преобладающим типом гранитов являются биотит-амфиболовые овоидные и безовоидные рапакиви. Ядро овоидов сложено калиевым полевым шпатом, оболочка — олигоклазом. Особенности состава полевых шпатов, их термолюминисцентные характеристики указывают на многоэтапность и длительность процесса формирования гранитоидов массива.

Все темноцветные минералы высокожелезистые, высокотитанистые. Биотит отличается высоким содержанием TiO₂ (2—3 %), Li, Rb, низким — Ni, Co, Cr.

В северо-западной части щита аналог Корсунь-Новомиргородского плутона — Коростенский массив. На Приазовском блоке в это время образуются Южно-Кальчикский и Октябрьский массивы, формирование расплавов которых происходит при сходном флюидном режиме, но в иных *PT*-условиях [Усенко, 2012 б].

По химическому составу граниты близки к коростенским. Главные особенности: высокая калиевая щелочность и высокая общая железистость. Признаком, указывающим на изменение условий дифференциации, является обогащение магматических пород обоих массивов двухвалентным железом. В архейских расплавах, образующих железорудные провинции, тяготеющие к шовным зонам, железо концентрируется в флюидной фазе (карбонатной, силикатной), на поверхности образующей слой эксталяционных пород, анионный состав которых зависит от давления [Усенко, 2008].

Массивы гранитов рапакиви ассоциируют с литий-фтористыми гранитами. В Ингульском мегаблоке они представлены Русскополянским массивом на северо-восточном эндоконтакте Корсунь-Новомиргородского плутона. Эти граниты — аналоги пержанских и лезниковских

гранитов Вольни. В пределах массива зафиксированы литогеохимические ореолы Nb, Th, Be, Li, Sn, W, Mo, Zn, Sb, Bi, As, Zr, F. Содержание фтора достигает 0,62 %.

Анализ геологической информации. Установление глубин дифференциации расплавов. Теоретические основы метода установления глубины дифференциации расплавов по составу магматических пород приведены в работах [Усенко, 2008, 2012 а].

Автономность двух формаций — основных и кислых пород при крайне незначительной распространенности средних в обоих массивах позволяет предположить, что формирование расплавов разных фаз происходило в двух очагах дифференциации, размещающихся на разных глубинах.

Расплавы первой фазы обоих комплексов дифференцированы при давлении около 1,5 ГПа, которому соответствует реперная глубина — 50 км. На это указывает присутствие ультраосновных разновидностей при преобладании основных, состав породообразующих минералов (наличие железистого оливина, основного плагиоклаза № 45—50). Для основных пород Новоукраинского комплекса установлены магматические температуры кристаллизации — 1000 °С [Щербаков, 2005]. В работе [Петрология ..., 2011] для пород второй и третьей фаз названы $T = 630 \div 800$ °С и $P = 0,46$ ГПа, что определяет размещение очага плавления на глубине около 15 км.

Температуры гомогенизации включений в цирконе монзонитов Корсунь-Новомиргородского плутона еще выше — 1250—1300 °С [Щербаков, 2005]. Они могут быть следствием поступления глубинного расплава, исходная температура которого превышала 1450 °С. Таким образом, первичные источники должны были располагаться глубже астеносферы с верхней кромкой на 50 км [Гордиенко, Усенко, 2003]. На глубинный источник расплавов указывает и присутствие ультраосновных пород. Расплавы второй фазы могли быть получены либо в мантийном источнике вследствие дифференциации с участием глубинного флюида и контаминации веществом коры, либо непосредственно после перемещения глубинных расплавов в кору, так как сочетают признаки и мантийных и коровых образований.

Широкое развитие гранитоидов, в том числе палингенных, образование которых могло происходить исключительно в коре, указывает на появление корового очага плавления не глубже 20 км — верхней границы распрост-

ранения пород амфиболитовой фации, в условиях которой сформированы кировоградские граниты. Установленная для новоукраинских гранитов гранулитовая свидетельствует о более высоких температурах, но не давлениях, что указывает на глубинный источник первичного расплава. Температура от гиперстенсодержащих гранитоидов к гранат-биотитовым гранитам снижается с 780 до 650 °С, что может быть объяснено поступлением расплавов из мантийного очага в кору и дальнейшей дифференциацией в коровом очаге плавления. Некоторые геохимические признаки указывают на существование связи между коровым и мантийным очагами, а также на их пополнение веществом из еще более глубинного источника на протяжении всего процесса активизации (см. табл. 2).

Выводы, сделанные на основе методики, предложенной автором, совпадают с выводами большинства исследователей массива. Так, по мнению К. Е. Есипчука, начальные расплавы дифференцированы на глубине 40 км [Петрология ..., 1990], а дальнейшая дифференциация осуществлялась в коре. Глубины 20 и 50 км (табл. 3) введены в качестве реперных. В протерозое кровли обеих астеносфер могли располагаться несколько выше (коровой — на 15 км, мантийной — на 40 км).

Восстановление *PT*-условий, обусловивших гранитизацию и метаморфизм. Распределение температур в коре можно проследить по *PT*-условиям кристаллизации магматических пород, приведенным выше, и *PT*-параметрам образования минеральных парагенезисов метаморфизованной толщи. В обоих случаях значения температур и давлений установлены непосредственно по образцам пород [Белевцев, 1975; Метаморфизм ..., 1982; Щербаков, 2005].

Температуры метаморфических преобразований до глубины 18 км располагаются вдоль прямой, что может свидетельствовать о палеогеотермическом градиенте ~ 35 °С/км (рис. 1). На глубине 20 км средние температуры превышают температуры солидуса пород амфиболитовой фации (600 °С). Здесь диапазон температур достигает 150 °С на одной глубине, что отражает изменение температур в коровом очаге плавления. Может объясняться поступлением высокотемпературного глубинного расплава и постепенным его остыванием. Магматические и осадочные породы, по составу соответствующие граниту и/или андезиту, плавятся. Для плавления ультраосновных и основных пород требуются значительно большие тем-

Т а б л и ц а 3. Сопоставление глубинного развития при формировании Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского плутонов и кировоградских гранитов

Новоукраинский плутон	Корсунь-Новомиргородский плутон	Глубина дифференциации и расплава, км
Основные породы габбро-монцонитовой формации	Анортозиты, полевошпатовые ультрамафиты, жильные нориты	50
Кварцевые монцониты, сиениты, пироксеновые граниты	Монцониты	50 → 20
Граниты гранат-биотитовые, биотитовые, известково-щелочные	Рапакиви	20
Кировоградские граниты	Граниты	20

пературы (1050 °С и выше) в диапазоне коровых глубин. Поэтому они частично сохраняются даже в коровой астеносфере в виде ксенолитов, размер которых может варьировать от нескольких сантиметров до нескольких километров. Температуры метаморфических преобразований подобных пород могут превышать 800 °С.

В начале формирования Новоукраинского массива и вплоть до появления кировоградских палингенных гранитов территория, в настоящее время выходящая на поверхность, бы-

ла погружена на максимальную глубину, а породы подвергались воздействию максимальных температур и давлений, о чем свидетельствует степень метаморфизма окружающих пород. Гиперстенсодержащие гнейсы каменно-костоватской свиты преобразованы при $T \sim 680 \div 700$ °С и $P \sim 0,5 \div 0,55$ ГПа, спасовской — при $T \sim 650 \div 700$ °С. Глиноземистые гнейсы чечелевской и роцаховской свит — при $T \sim 600—700$ °С [Щербаков, 2005]. Температура амфиболитового метаморфизма здесь 620—680 °С, давление 0,5—0,6 ГПа [Белевцев, 1975], что выше температуры солидуса пород амфиболитовой фации.

Существенное увеличение температур на глубине 0—20 км может быть вызвано минералообразованием, протекающим с участием флюида, внедрением расплавов по проницаемым зонам разломов и подъемом гидротермального раствора по ним. Принято считать, что метасоматические изменения происходят при постоянном объеме, а образование гидротермальной минерализации обусловлено отложением минералов в образующихся проницаемых зонах. В любом случае минералообразование (преобразование) характеризует распределение температуры и вещества в локальных структурах, т. е. территориально привязано к проницаемым зонам. Именно с этими зонами связаны гидротермальные месторождения урана и золота. *PT*-параметры подобного процесса в фанерозое и протерозое очень близки [Гордиенко, 2007]. Изменение температур связано с температурой источника (интрузивного тела), размером и проницаемостью зоны, по которой происходит перемещение флюида.

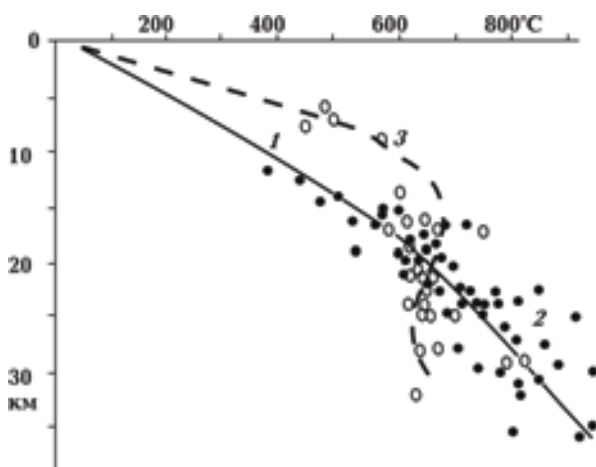


Рис. 1. *PT*-условия регионального метаморфизма в коре УЩ (1), установленные для метаморфических пород УЩ (2) в работе [Метаморфизм ..., 1982], распределение температур при гидротермальной активности (3) (параметры процесса по работе [Гордиенко, 2007]).

Установление флюидного режима дифференциации по составу магматических пород. *PT*-условия формирования расплавов Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского плутонов одинаковые или близкие. Различный состав слагающих их пород можно объяснить различным флюидным режимом в очагах дифференциации, расположенных на одном уровне.

В ташлыкских гранитоидах главный породообразующий минерал — плагиоклаз, калиевый полевой шпат является наложенным, тогда как в новоукраинских и кировоградских он преобладает. Для пород ташлыкского комплекса четко установлена прогрессивная ветвь гранулитового метаморфизма. В процессе становления кировоградские гранитоиды подверглись метасоматическим преобразованиям, выраженным в развитии микроклина по плагиоклазу, ортопироксену.

После низкокалиевых эндебитов и чарнокитов ташлыкского комплекса образуются щелочные монзониты, чарнокиты и граниты новоукраинского. Обогащение железом, калием, титаном характерно для самых основных разновидностей, а изменение их содержаний в процессе дифференциации расплавов показывает, что их количество возрастает при пополнении глубинным расплавом. Из важных признаков, указывающих на флюидный режим дифференциации под корой, является устойчивость плагиоклаза, в котором концентрируется кальций и формирование структур железистых оливина и ортопироксена. Подобное распределение свидетельствует о присутствии водного флюида, щелочность которого должна быть нейтральной — высокое содержание щелочей нейтрализуется высоким содержанием хлорид-ионов, в составе которых осуществляется перенесение железа. Карбонатная составляющая не оказывает влияния на дифференциацию расплава. Окислительно-восстановительный потенциал должен был близок к буферному отношению QFM (к аналогичному выводу пришли авторы работы [Петрология ..., 2011]), а хлор и калий находятся в близких мольных концентрациях. Их соотношение могло варьировать вследствие комплексобразования с участием хлора, формирования ближнего порядка в расплаве, кристаллизационной дифференциации, что приводило к колебаниями щелочности в расплавах и отделяющихся от них флюидах.

Отделение флюидной фазы от астеносферы, кровля которой находилась на глубине 40—50 км, вызывает метасоматические изменения

минералов и пород литосферы — образование ореола флюидно-термального воздействия. Ее состав соответствовал силикатно-хлоридно-калиевому окисленному флюиду, подробно описанному в работе [Соловьева и др., 1997], но разбавленному водой. При высоких давлениях силикатные минералы в присутствии водно-солевого раствора ведут себя как легкорастворимые соли. Подобные флюиды активно взаимодействуют с породами коры, растворяя минералы базальта, экстрагируя кремнезем, глинозем, щелочи, перенося их верхние слои. При падении температуры и давления из них кристаллизуются полевые шпаты и кварц. Например, в эксперименте [Пуртов и др., 2002] при $T = 600 \div 800$ °C и $P = 0,1$ ГПа, в присутствии водного флюида, содержащего калий и хлор, растворяются ортопироксен и плагиоклаз. На них образуются оторочки калиевого полевого шпата и биотита. Установлено, что повышение относительного содержания воды во флюиде, взаимодействующем с базальтом, приводит к экстракции кальция, увеличению содержания $NaCl$ — щелочей и железа, при этом состав флюида приближается к составу гранитного расплава. Соотношение калиевого и натриевого полевого шпатов, кристаллизующихся из подобного флюида-расплава, зависит от соотношения $KCl/NaCl$ в исходном водном флюиде.

Кировоградские гранитоиды образуются вследствие плавления толщи ингуло-ингулецкой серии и подстилавших ее пород в присутствии флюида. Повышение температуры вызвано внедрением в кору основных расплавов, представляющих начальные фазы Новоукраинского плутона. Плавлению подвергались породы, находившиеся на глубине более 15—20 км. Астеносфера, расположенная на границе кора—мантия, обеспечивала кондуктивный прогрев и поступление мантийных флюидов, определяющих состав гранитного расплава, формирующегося в коровом очаге.

Изменение состава глубинного флюида фиксируется после формирования кировоградских гранитов. Изменяется соотношение Na_2O/K_2O в расплавах, дифференцированных в мантийном очаге. Очень высоко содержание двухвалентного железа. В ультраосновных породах (гарцбургитах) Корсунь-Новомиргородского плутона отмечены близкие количества SiO_2 и FeO , а в троктолитах возрастает содержание глинозема и кальция за счет плагиоклаза, количество которого достигает 30 %. Титан образует магматические месторождения. При этом плагиоклаз по-прежнему устойчив на ликвидусе,

появляется клинопироксен. Комплекс признаков указывает на смену калиевой щелочности — натриевой, активность не только хлора, но и фтора. Активен водный флюид и пассивен карбонатный.

Существование водного хлоридно-калиевого флюида не требует доказательств, его метасоматическое воздействие на минералы в ореоле флюидно-термального воздействия в мантии и коре описаны на большом количестве образцов (например, [Коваленко и др., 1986; Соловьева и др., 1997]). Не менее широко проявлено влияние карбонатно-фторидно-натриевых флюидов (например, [Когарко, 2005]). При дифференциации в их присутствии происходит разделение на карбонатную и силикатную несмешиваемые фазы. Для дифференциации в мантии в большинстве случаев характерны эти два тренда: смесь фторидных и карбонатных флюидов, концентрирующих кальций и натрий, либо водных и хлоридных, обогащенных калием и переносящих металлы, образующие хлоридные комплексы (Fe, Au, Ag, Cu и др.) [Усенко, 2008].

Различное поведение хлора и фтора при высоких температурах и давлениях обусловлено различием химических свойств самих элементов, их кислот и растворов солей. Экспериментально изучено поведение водно-солевых систем с повышением температуры и давления [Котельникова, Котельников, 2002]. В насыщенных растворах NaF, Na₂CO₃, Na₂SO₄ наблюдается пересечение критической кривой и кривой давления насыщенного пара, что говорит о наличии критических явлений. Для H₂O-NaCl, H₂O-KCl установлено отсутствие такого пересечения, а критические явления имеют место только в недосыщенных растворах. Для первой группы характерны низкая растворимость в *PT*-условиях поверхности и ретроградный характер при повышении температуры, а диаграмма состояния относится к P-Q типу, когда критическая кривая и кривая давления насыщенного пара пересекаются в нижней P и верхней Q критических точках (рис. 2). В интервале между этими точками отсутствуют и трехфазные равновесия (невозможно сосуществование жидкости и пара, в надкритической области они идентичны — являются "флюидом"), и критические явления (невозможно получить пресыщенные растворы). В этой области возможно существование или однофазного надкритического флюида, или двухфазного равновесия: надкритический флюид + кристаллическая соль. Таким образом, участки обеих кривых

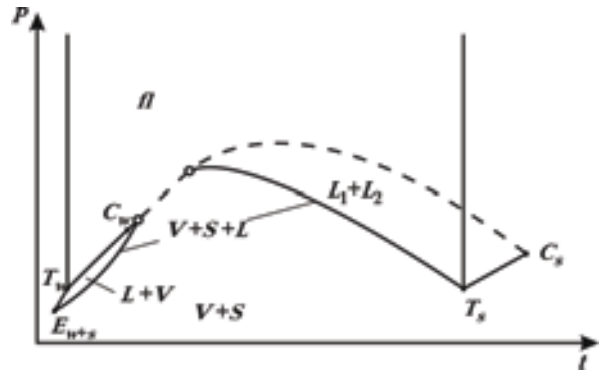


Рис. 2. Схематическая *PT*-диаграмма для систем P-Q типа. C_w , C_s — критические точки воды и соли соответственно, T_w , T_s — тройные точки воды и соли, E_{w+s} — эвтектика вода + соль, P-Q — нижняя и верхняя критические точки, V — пар, L — жидкость, S — твердая фаза.

между точками P и Q выпадают, а сами эти точки являются соответственно нижним и верхним температурным пределом существования трех- и двухфазных равновесий.

Параметры точек устанавливаются экспериментально, и в настоящее время определены только для нескольких водно-солевых систем. Постановка эксперимента должна задаваться составом установленного флюида в заданном диапазоне *PT*-условий, которые в первом приближении соответствуют реальному геодинамическому процессу. Однако для понимания поведения физико-химической системы "расплав—флюид" важно, что на диаграммах выделяются два отрезка кривых трехфазных равновесий (твердая фаза + жидкость + пар): нижний (ниже температуры первой критической точки (P)), и верхний (в области температур более высоких, чем температура верхней критической точки (Q)). При высоких давлениях существование относительно разреженного пара невозможно, и речь идет о флюидах, сочетающих свойства жидкости и пара. При этом в верхней трехфазной области кроме кристаллической соли могут присутствовать или две жидкости, или жидкость и пар. Явления несмешиваемости жидкостей обнаружены во всех водно-солевых системах этого типа.

Это объясняет разделение флюидов на установленные две группы (водно-хлоридно-калиевую и карбонатно-фторидно-натриевую) при $P > 1,5$ ГПа. В системах, где критическая кривая и кривая растворимости не пересекаются (H₂O-NaCl, H₂O-KCl и др.), растворимость соли практически не зависит от давления, а для

систем NaF , Na_2CO_3 , Na_2SO_4 и других растворимость соли во флюиде резко возрастает при пересечении точки Q . Очевидно, экспериментальные данные, полученные для небольшого диапазона P - T -условий ($T \leq 750$ °C и $P \leq 0,2$ ГПа [Котельникова, Котельников, 2002]), нельзя буквально применить к природным геодинамическим системам, к процессам, протекающим при высоких давлениях и температурах, а при $P > 3$ ГПа, когда вода становится неустойчивой, рассмотрение подобных систем вообще не имеет смысла.

При формировании Корсунь-Новомиргородского плутона сказывается влияние флюида, который является относительной редкостью и участвует в образовании протерозойских массивов анортозитов и гранитов-рапакиви, возможно бонинитовых серий. Он содержит и фтор, и воду. Несмотря на присутствие фтора, щелочность расплава повышена несущественно — на ликвидусе расплавов, дифференцированных на границе кора—мантия, образуется плагиоклаз, в основных породах отсутствует отрицательная аномалия европия, что говорит о нейтральной среде и присутствии воды. Карбонатная (возможно, гидрокарбонатная) фаза, вероятно, также присутствует. Именно в это время (после второго этапа гранитизации) начинают образовываться эксгальционно-осадочные породы, сложенные доломитом и кальцитом — доломитовые мраморы гданцевской и глееватской свит ККШЗ. В Ингульском мегаблоке породы этого возраста не сохранились вследствие эрозии. До этого карбонаты представлены преимущественно сидеритом и брейнеритом.

Резкого разделения на две и три несмешиваемые фазы, как при дифференциации близких по возрасту щелочно-ультраосновных расплавов Черниговского комплекса карбонатитов Приазовского блока УЩ (ассоциации мельтейгиты — альвикиты, оливинит-мельтейгиты — бейфорситы — фоскориты), не происходит. Возможно, это объясняется постепенным увеличением относительного содержания фтора и карбонатной фазы. Состав флюидов, поступающих по глубинной проницаемой зоне, соответствующей тектоническому шву Смоленск — Брянск, сменяется с водно-хлоридно-калиевого на карбонатно-фторидно-натриевый. В астеносфере, размещающейся под корой (при $P \sim 1,5$ ГПа), происходит постепенное разбавление и смешение жидкостей. По мере просачивания фторидно-натриевого флюида через расплав астеносферы, он экстрагирует кремнезем, глинозем, кальций и железо, и переносит их к кровле. Здесь

формируется смешанный расплав, по составу соответствующий субщелочному базальту, содержащему обе разновидности флюидов. Это обуславливает разнообразие компонентов, среди которых присутствуют перераспределяемые как с участием хлорид-ионов (например, железо, золото), так и карбонатных, в первую очередь уран. Для его экстракции в расплав важно присутствие щелочного, а для осаждения в виде сложных оксидов — водного флюида.

На кровле астеносферы происходит разделение на несмешиваемые жидкости, обе из которых содержат воду.

Окончательное разделение жидкостей, по составу соответствующих анортозиту и субщелочному базальту, осуществляется уже в магматической камере, где значительную роль играют и процессы кристаллизационной дифференциации.

Этот механизм объясняет и расслоенный характер анортозитовой серии, отмеченный К.И. Свешниковым [Петрология ..., 1990]. В крупных телах габбро-анортозитов выделены макро- и микроритмы толщиной от десятков метров до сантиметров. Основу ритмов составляют анортозиты с сопутствующими более мелнократовыми дифференциатами. А.А. Маракушев связывает появление расслоенности, проявленной во всех анортозитовых комплексах, с разделением первичного расплава на жидкости, контрастные по степени полимеризации под действием водно-водородных флюидов. По его мнению, в расплавах образуются водные группировки типа силикатных ("пироксеновых") солей алюминия $\text{AlH}[\text{Si}_2\text{O}_6]$, кальция $\text{CaH}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ и других элементов, проявляющих более сильное сродство к кремнию по сравнению с магнием. Щелочи, кальций и глинозем концентрируются в одной фазе, магний — в другой. Остальные элементы распределяются между фазами [Маракушев, 1987].

В Корсунь-Новомиргородском плутоне в анортозитовой фазе концентрируются кремнезем, глинозем, кальций и щелочи, в габбро-норитовой — железо, магний и титан (см. табл. 1). Поэтому разделение на водную и водородную фазы должно быть дополнено участием в ликвидации галогенов и щелочей: хлоридно-калиевого водного и фторидно-натриевого водно-водородного (углеводородного) флюидов. Приведенное выше описание флюида предполагает разделение на более окисленную и более кислую водно-хлоридно-калиевую фазу и относительно восстановленную щелочную фторидно-карбонатно-натриевую, последующая эволюция

которой приводит к отделению водорода и образованию углеводородов [Усенко, 2008, 2012 а].

Изменение состава глубинного флюида приводит к его изменению и в коровом очаге, где также происходит разбавление водных хлоридно-калиевых флюидов карбонатно-фторидно-натриевыми. Экспериментально установлено, что поведение фтора при относительно невысоких давлениях принципиально отличается. В диапазоне *PT*-условий коры разделение на несмешиваемые фазы не происходит, фтор усваивается расплавом, а его присутствие приводит к целому ряду последствий: понижению температуры обводненного солидуса до 550 °С, расширению поля кристаллизации кварца до образования богатых нормативным альбитом остаточных расплавов. Поэтому из расплава кристаллизуются сосуществующие альбит, калиевый полевой шпат, литиевые слюды, топаз, флюорит, понижается вязкость расплава, повышается растворимость воды [Эндогенные ..., 1991]. Для фторсодержащих расплавов равновесные значения комбинированных коэффициентов распределения между кристаллами и расплавом значительно меньше единицы: Li — от 0,14 до 0,28; Cs — от 0,30 до 0,50; Be — от 0,08 до 0,40; F — от 0,2 до 0,31; Nb — от 0,5 до 0,09; Ta — от 0,02 до 0,04; W — от 0,01 до 0,20; Sn — от 0,02 до 0,20. В связи с этим перечисленные компоненты накапливаются в остаточных магмах. Это приводит к формированию литий-фтористых гранитов и редкометалльных пегматитов, обогащенных как элементами, способными изоморфно замещать калий (Li, Rb), так и переносимыми в виде фторидных комплексов (Nb, Ta). Фракционирование кислой магмы при значениях комбинированных коэффициентов распределения меньше единицы приводит к накоплению рудного элемента в остаточном расплаве, что вызывает понижение комбинированного коэффициента распределения, а это, в свою очередь, приводит к еще большему накоплению элемента в остаточной магме — прогрессивному росту концентрации элемента в расплаве. На пересечениях проницаемых для глубинного флюида разломных зон (Субботско-Мошоринской и Звенигородско-Братской) образуются редкометалльные пегматиты и литий-фтористые граниты. Это может свидетельствовать о том, что фторидно-натриевый флюид, влияние которого начало проявляться после гранитизации, является глубинным, поступающим по сквозным проницаемым зонам из мантии.

Время появления фторидно-карбонатно-натриевого флюида на Ингульском мегаблоке од-

нозначно не фиксируется. Инверсия состава глубинного флюида происходит после второго этапа гранитизации и до начала формирования формации габбро-анортозит-рапакиви. Поскольку флюиды подобного состава проявлены на всем УЩ, временем вероятной глобальной смены флюидного режима в протерозое можно считать момент появления пород Черниговского комплекса карбонатитов. На Приазовском массиве глубинные расплавы, дифференцированные при участии этого флюида, достигают поверхности [Усенко, 2008], в Ингульском мегаблоке пополняют существующие мантийную и коровую астеносферы, что приводит к их смешению с существующим расплавом и разбавлению.

Концентрация фторидно-натриевого флюида максимальна при формировании гематит-карбонат-хлоритовых, гематит-карбонат-рибекит-эгириновых и гематит-карбонат флогопитовых альбититов. Синхронное появление альбититов на значительной площади — от Голованевской до Криворожско-Кременчугской шовной зоны, постоянная приуроченность к зонам разломов мантийного заложения привели многих авторов к выводу о мантийном источнике флюидов, из которых они образованы. Эти флюиды "сухие" и щелочные. Их разбавление водой происходит в остаточных коровых очагах и у поверхности.

Установленное направление изменения состава глубинного флюида подтверждается результатами химических анализов водных вытяжек из кварца. Содержание калия максимально в кварце гранитов и минимально в альбититах. В кварце альбититов более высокое содержание натрия и HCO_3^- . В гранитах и сиенитах зафиксированы определяемое количество хлора и на порядок более низкое содержание HCO_3^- . В кварце альбититов был установлен состав газовой фазы включений, отражающий состав рудообразующего раствора. В среднем около 80 % составляет CO_2 . На долю H_2S , SO_2 , HCl и HF приходится 5,5—7,5 % газовой фазы; 7,4—18,6 % составляют азот и редкие газы. Твердая фаза включений представлена галитом, иногда присутствуют сильвин, кальцит, гематит, фториды и фторбораты [Метаморфическое ..., 1985].

Установленный глубинный процесс включает гранитизацию — образование обширного слоя плавления в коре, верхняя кромка которого располагалась на глубине ~ 20 км. Впоследствии его верхняя часть была выведена на современный уровень эрозионного среза.

В настоящее время обсуждается несколько моделей формирования гранитоидов: магматическая дифференциация глубинной магмы и метасоматическое замещение, которое также имеет два варианта. В первом варианте предлагается возникновение мантийного очага плавления при увеличении кондуктивного потока тепла из мантии. В очаге плавления осуществляется фракционирование, свободное конвектирование, вследствие чего магма в верхней части очага становится пресыщенной флюидами, которые просачиваются в кору, вызывают ее метасоматическое изменение ("гранитизацию"), а затем и плавление. Во втором варианте предполагается существование глубинных "трансформных" разломов, по которым развиваются фильтрующиеся потоки флюидов. Поток флюидов выщелачивает кремнезем, глинозем, щелочные металлы из пород верхней мантии и коры, что приводит к ее базификации. В *PT*-условиях коры, когда концентрация этих компонентов во флюиде достигает гранитной котектики, начинается гранитизация, а затем плавление пород коры. Модели замещения являются модификациями модели Д. С. Коржинского и обоснованы расчетом динамики процесса и термодинамических условий плавления [Голубев, 1981].

Глубинный процесс, установленный для Ингульского мегаблока по составу магматических пород, предполагает:

- существование активной в течение всего процесса глубинной проницаемой зоны (межрегиональной тектонической зоны раздвига Херсон — Смоленск) — "трансформной";
- появление очага плавления на границе кора — мантия, возникающего вследствие поступления расплава по проницаемой "трансформной" зоне;
- отделение хлоридно-калиевого водно-силикатного флюида, вызывающего метасоматические изменения пород коры (образование ореола флюидно-термального воздействия);
- появление коровой астеносферы вследствие поступления тепла и вещества из мантийной;
- постоянное пополнение коровой астеносферы расплавами, содержащими растворенные флюиды;
- увеличение площади корового очага плавления.

Таким образом, гранитизация представляется как единый процесс, объединяющий внедрение мантийных расплавов в кору с последующей кристаллизационной дифференциацией, предваряемое и сопровождаемое интенсивны-

ми метасоматическими взаимодействиями в ореолах флюидно-термального воздействия, образующимися как над слоем плавления в мантии, так и вокруг корового очага. Вероятно, не менее важным является существование "трансформной" зоны. Ее нельзя назвать "разломной", так как процесс ее формирования в мантии, по всей видимости, связан с сокращением глубинного очага плавления вследствие падения температур и вынесения по ней флюидов и расплавов. В качестве разломной зоны в протерозое она проявлена только в коре. От начала активизации до ее завершения она существует постоянно, по ней происходит дренаж мантийных горизонтов. Из мантии удаляется избыток базальтоидной составляющей и флюида: глинозема и кремнезема, железа, кальция, щелочей в составе расплавов, а также хлора и фтора, незначительного остатка воды, сохранившегося после первого этапа гранитизации. В процессе активизации состав мантии приближается к составу недеплетированной лерцолитовой. Значительное количество химически агрессивного флюида благоприятствует образованию обширного слоя плавления на глубине более 18 км.

Если вертикальная составляющая глубинного процесса при формировании Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского плутонов одинаковая или близкая, то горизонтальная — противоположна. Возможно, именно этот период можно считать временем окончательного формирования недеплетированной мантии, когда ее состав приближается к составу лерцолита. Начало кристаллизации, возможно, относится к периоду первого этапа гранитизации около 3,0—2,8 млрд лет. В период 2,0—1,6 млрд лет фиксируется сокращение очагов плавления под корой и в коре. Температуры становятся ниже температуры солидуса под большей частью щита. Проницаемая для мантийных флюидов и расплавов зона, соответствующая межрегиональной тектонической зоне Херсон — Смоленск "цементируется". Ее роль связующего звена между мантией, корой и поверхностью переходит к Кировоградской разломной зоне. В период формирования Корсунь-Новомиргородского плутона на щите образуются массивы анортозитов и щелочных пород на территориях, тяготеющих исключительно к зонам глубинных субмеридиональных разломов. Интенсивная метасоматическая и гидротермальная деятельность фиксируются только в зонах их пересечения с субширотными. Оча-

ги плавления в мантии¹ и коре сохраняются вдоль меридиональных разломных зон, на поверхности маркируемых массивами анортозитов и щелочных пород.

Кристаллизация в коровом и мантийном интервале глубин, сопровождающаяся изменением плотности и объема, обуславливает периодически проявляющиеся горизонтальные и вертикальные перемещения блоков коры. Во время этих частых подвижек проницаемость разломов возобновляется, происходит подъем расплавов и флюидов. Это отражается в многоэтапности формирования как золоторудного, так и уранового оруденения.

Звенигородско-Братская и Кировоградская разломные зоны формируются в процессе становления массивов. Очевидно, окончательное формирование их в виде, близком к современному, происходит в процессе кристаллизации корового и мантийного очагов. Следующее раскрытие Кировоградской разломной зоны происходит при образовании кимберлитового поля, приуроченного к Лелековской ветви Кировоградского разлома. Здесь появляются слюдяные кимберлиты (оливиновые лампроиты), которые секут альбититы и пегматиты, описанные в работе [Цымбал, Кривдик, 1999]. Вынесенные ксенолиты образованы в восстановительных условиях, что свидетельствует о магматической кристаллизации расплава мантийной астеносферы. Значительно шире, чем в ксенолитах Сибирской платформы (деплетированных), развиты клинопироксены (хромдиопсиды), широко представлены эклогитоподобные породы, обогащенные гранатом (подобным гранатам железистых эклогитов) и клинопироксеном с эгириновым компонентом. Ультрабазиты повышенной железистости и щелочности вступают в реакцию с расплавом, т. е. имеют довольно низкие температуры плавления. Развитие флогопитовых пород с апатитом свидетельствует о наличии в кристаллизующемся мантийном расплаве элементов, некогерентных для деплетированной мантии — CaO , Al_2O_3 , Na_2O

и K_2O , что говорит о широком распространении обогащенных базальтоидной составляющей участков.

PT-условия образования ксенолитов, вынесенных кимберлитами, соответствуют глубине 70—80 км. Температуры достаточно высокие для этого интервала глубин (850—1100 °С), но ниже температуры солидуса (1150—1300 °С). Более высокие температуры демонстрируют магнезиальные дуниты, более низкие — лерцолиты. От дунита к лерцолиту наблюдается уменьшение содержания Mg, Cr, при сохранении Fe и увеличении Al, Ca, которое сопровождается снижением температуры кристаллизации расплава от 1100 до 850 °С. Представленные в работе [Цымбал, Кривдик, 1999] характеристики ксенолитов и установленные условия их формирования отражают процесс постепенного остывания в данном интервале глубин, когда минералы сохраняют температуры магматической кристаллизации. Для мантии платформ, в частности Сибирской, на этих глубинах установлены значительно более низкие температуры равновесий минералов — 550—600 °С. При дальнейшем снижении температуры происходит перекристаллизация с образованием структур распада, например, орто- и клинопироксена, описанная в работе [Соловьева и др., 1994].

Необходимо отметить, что активность Кировоградской разломной зоны неоднократно возобновлялась в фанерозое. На современном этапе Кировоградский разлом проявлен аномалией теплового потока и электропроводности. Возможно сохранение его роли глубинной проницаемой зоны от протерозоя до настоящего времени.

Выводы. Анализ геологического строения и изучение состава магматических комплексов Ингульского мегаблока Украинского щита позволяет сделать ряд выводов о его глубинном развитии в период 2,1—1,7 млрд лет. Установлено, что расплавы начальных фаз Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского плутонов дифференцированы на границе кора—мантия, а расплавы заключительных фаз — в коре. Флюидами, определяющими химический и минеральный состав расплавов новоукраинского комплекса являются водные хлоридно-калиевые. Их влияние максимально проявлено при формировании обширного корового очага плавления, производными которого являются гранитоиды кировоградского комплекса — палингенные аналоги новоукраинских гранитов. После этого происходит инверсия состава глубинного флюида, который сменяется на карбонатный фторидно-

¹ В рассматриваемом диапазоне глубин, т. е. не глубже 100 км, так как более глубинные существуют постоянно или появляются время от времени. Их существование постулируется необходимостью введения первичного источника карбонатного флюида, который с наибольшей вероятностью размещается на глубине большей 150 км, так как при $P < 4,5$ ГПа силикатный расплав и карбонатный флюид смеси.

натриевый. Появление специфических пород, формирующих массивы анортозитов-гранитов-рапакиви и, в частности, Корсунь-Новомиргородского плутона, вызвано смещением флюидов в мантийном и коровом очагах дифференциации, что приводит к появлению фторидно-водно-водородного флюида, который является относительной редкостью. Концентрация карбонатно-фторидно-натриевого флюида максимальна при формировании ураноносных альбититов.

Глубинный процесс, установленный для Ингульского мегаблока по составу магматических пород, предполагает существование активной в течение всего процесса глубинной проницаемой зоны (межрегиональной тектонической зоны раздвига Херсон — Смоленск). Образование очага плавления на границе кора—мантия

вызвано поступлением расплава по проницаемой "трансформной" зоне. Появление коровой астеносферы вызвано притоком тепла и вещества из мантийной. Сопряжение метасоматического и магматического процессов, а также кондуктивный прогрев приводят к формированию обширного корового очага плавления.

Вертикальная составляющая глубинного процесса при формировании Новоукраинского и Корсунь-Новомиргородского плутонов одинаковая или близкая, но в период 2,0—1,6 млрд лет фиксируется сокращение очагов плавления по латерали. Возможно, именно этот период можно считать временем формирования недеплезированной мантии, когда ее состав приближается к составу лерцолита, а температуры становятся ниже температуры его солидуса под большей частью Украинского щита.

Список литературы

- Белевцев Р.Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия. — Киев: Наук. думка, 1975. — 232 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой / Под ред. Н. П. Щербака. — Киев: Наук. думка, 2008. — 240 с.
- Голубев В.С. Динамика геохимических процессов. — Москва: Недра, 1981. — 208 с.
- Гордиенко В.В. Адвекционно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере. — Киев: Корвін Пресс, 2007. — 170 с.
- Гордиенко В.В., Усенко О.В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. — Киев: ИГФ НАНУ, 2003. — 147 с.
- Коваленко В.И., Соловова И.П., Наумов В.Б., Рябчиков И.Д., Ионов Д.А., Цепин А.И. Мантийное минералообразование с участием углекислотно-сульфидно-силикатного флюида // Геохимия. — 1986. — № 3. — С. 289—303.
- Когарко Л.Н. Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма // Геология и геофизика. — 2005. — 46, № 12. — С. 1234—1245.
- Котельникова З.А., Котельников А.Р. Синтетические NaF-содержащие флюидные включения // Геохимия. — 2002. — № 6. — С. 657—66.
- Маракушев А.А. Периодическая система экс-тремальных состояний химических элементов. — Москва: Наука, 1987. — 208 с.
- Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Т. 1. Металлические полезные ископаемые / Под ред. Н. П. Щербака. — Киев; Львов: Центр Европы, 2005. — 785 с.
- Метаморфические рудообразования в докембрии. Физико-химические основы теории метаморфогенного рудообразования / Под ред. В.Б. Коваль. — Киев: Наук. думка, 1985. — 204 с.
- Метаморфизм Украинского щита / Отв. ред. И.С. Усенко. — Киев: Наук. думка, 1982. — 307 с.
- Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита / Отв. ред. И.Б. Щербаков. — Киев: Наук. думка, 1990. — 236 с.
- Петрологія і геохімія чарнокитоїдів Українського щита / Відп. ред. О.М. Пономаренко. — Київ: Наук. думка: 2011. — 216 с.
- Пуртов В.К., Анфилов В.Н., Егорова Л.Г. Взаимодействие базальта с хлоридными растворами и механизм образования кислых расплавов // Геохимия. — 2002. — № 10. — С. 1084—1097.
- Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брангт С.Б. Кимберлиты и

- кимберлитоподобные породы: вещество верхней мантии под древними платформами. — Новосибирск: Наука, 1994. — 256 с.
- Соловьева Л. В., Егоров К. Н., Маркова М. Е., Харьков А. Д., Пополитов К. Э., Баранкевич В. Г.* Мантийный метасоматизм и плавление в глубинных ксенолитах трубки Удачная, их возможная связь с алмазо- и кимберлитообразованием // Геология и геофизика. — 1997. — **38**, № 1. — С. 172—193.
- Усенко О. В.* Глубинные процессы образования расплавов в тектоносфере: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук / ИГФ НАН Украины. — Киев, 2008. — 46 с.
- Усенко О. В.* Дифференциация расплавов в условиях верхней мантии // Геофиз. журн. — 2012а. — **34**, № 1. — С. 78—94.
- Усенко О. В.* Условия формирования Корсунь-Новомиргородского плутона и массивов щелочных пород Восточного Приазовья // Доп. НАН України. — 2012 б. — № 7. — С. 105—109.
- Цымбал С. Н., Кривдик С. Г.* Ксенолиты глубинных пород из кимберлитов Кировоградского блока (Украинский щит) // Минералог. журн. — 1999. — **21**, № 2/3. — С. 97—111.
- Щербаков И. Б.* Петрология Украинского щита. — Львов: ЗукЦ, 2005. — 366 с.
- Эндогенные источники рудного вещества / Отв. ред. Ф. В. Чухров.* — Москва: Наука, 1991. — 248 с.