

Кинематика формирования Украинского щита в период 1,80—1,73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов

© О. Б. Гинтов, С. В. Мычак, 2014

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 1 апреля 2013 г.

Представлено членом редколлегии В. Г. Бахмутовым

Розглянуто напружено-деформований стан земної кори північно-західної і центральної частин Українського щита в період об'єднання територій Фенноскандії і Сарматії та формування Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів габбро-анортозитів і рапаківі. Показано, що відмінність у орієнтації осей головних нормальних напружень під час формування Коростенського і Корсунь-Новомиргородського плутонів 1,73—1,8 млрд років тому, яка визначається за тріщинуватістю гірських порід, зумовлена випередженням тріщиноутворення у першій структурі порівняно з другою на ~10 млн років і обертанням Сарматії проти годинникової стрілки на 54°.

Ключові слова: деформації, напруження, тріщини, рапаківі, анортозити, плутони, обертання плит.

Введение. В 1993—1996 гг. О. Б. Гинтовым и П. В. Беличенко были выполнены тектонофизические исследования деформаций габбро-анортозитов и гранитов рапакиви Коростенского (КП) и Корсунь-Новомиргородского (КНП) плутонов Украинского щита (УЩ) (рис. 1). В результате изучения квазихрупкой трещиноватости, сформированной в последнюю фазу остывания массивов (это установлено по характеру взаимоотношения трещин и кристаллической структуры пород [Беличенко, Гинтов, 1996]), оказалось, что региональные палеополя тектонических напряжений, в которых формировались оба плутона, не совпадают: углы между соответствующими главными осями сжатия и растяжения различаются на ~20° по габбро-анортозитам и на ~30° по гранитам рапакиви. Это привело авторов в некоторое замешательство и в дальнейшем были опубликованы материалы исследований только по КНП [Беличенко, Гинтов, 1996; Гинтов, 2005], а материалы по КП отложены для дальнейшего изучения.

За прошедший период получено значительное количество новых данных как по характеру геодинамических процессов в пределах западной части УЩ [Bogdanova et al., 2004, 2006, 2008, 2012 а—в; Глевасский, Каляев, 2000; Глевасский, 2005; Гинтов, 2005; Kravchenko, 2005;

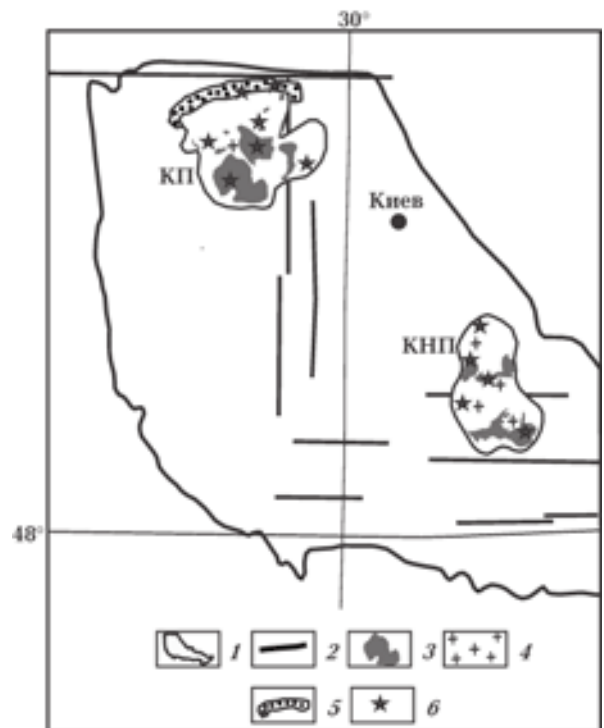


Рис. 1. Положение КП и КНП в пределах УЩ: 1 — контур УЩ, 2 — зоны разломов суббальтско-мошоринского этапа деформации (осевые линии), 3 — габбро-анортозиты, 4 — рапакиви и рапакививидные граниты, 5 — породы овручской серии (Овручская грабен-синклиналь), 6 — участки тектонофизических исследований, КП — Коростенский, КНП — Корсунь-Новомиргородский плутоны.

Гинтов и др., 2008; Гинтов, Пашкевич, 2010; Кировоградский..., 2013; Гинтов, 2014 и др.), так и по возрасту пород КП и КНП [Shumlyanskyu et al., 2006; Щербак и др., 2008; Митрохин, 2011; Шумлянський, 2012; Шестопалова и др., 2013]:

а) в период 1,83—1,81 млрд лет начался коллизионный процесс между Фенноскандией и Сарматией, выразившийся в северо-западном—юго-восточном сжатии северо-западной части щита, формировании взбросо-надвиговых структур (пержанская фаза [Гинтов, 2005]) и вызвавший затем мощное плавление литосферы в пределах УЩ;

б) согласно палеомагнитным и тектонофизическим данным [Bogdanova et al., 2012a], в период 1,8—1,75 млрд лет назад УЩ вместе с Сарматией был повернут против часовой стрелки на 45—50° и палеомагнитная ориентация его продольной оси, за которую принята параллель 48° с.ш., в современной системе координат (север — 0÷360°, восток — 90°) 1,8—1,77 млрд лет назад составляла северо-восток 72°, а 1,75 млрд лет назад — северо-восток 22°. Выполненное под руководством В.Г. Бахмутова палеомагнитное изучение пород Ингульского мегаблока УЩ [Кировоградский..., 2013] подтвердило и укрепило представление о палеомагнитной ориентации УЩ 1,72—1,75 млрд лет назад;

в) период 1,80—1,73 млрд лет назад отражает окончание формирования УЩ и его крупных деформаций. По тектонофизическим данным для этого периода установлены два последних мощных этапа деформации: 1) субботско-мошоринский сдвиговый этап (1,80—1,77 млрд лет), приведший к формированию системы широтных и меридиональных (в современной системе координат) зон разломов, 2) корсунский этап (1,76—1,73 млрд лет) субширотного (в современной системе координат) растяжения, охватывавших практически весь УЩ [Гинтов, 2005, 2014; Гинтов и др., 2008] и, скорее всего, всю Сарматию [Bogdanova et al., 2012b]. Восстановленные поля напряжений для этих этапов в современной системе координат следующее [Гинтов, Мычак, 2011]: для субботско-мошоринского σ_3 — 45°, σ_1 — 315°; корсунского σ_3 — 96°, σ_1 — 06° (корсунская фаза) и σ_3 — 81°, σ_1 — 171° (городищенская фаза). Корсунская фаза установлена по трещиноватости в гранитах рапакиви, а городищенская — в габбро-анортозитах КНП;

г) этот же период (1,8—1,73 млрд лет назад) характеризовался на УЩ несколькими фазами габбро-анортозит-мангерит-чарнокит-гранитного (АМСГ) магматизма, в процессе ко-

торых в пределах Волынского, Ингульского и Приазовского мегаблоков сформировались мощные пояса мафических даек, КП, КНП и малые интрузии Приазовья. В первую фазу (1,8—1,77) образовалась большая часть дайковых поясов и ранние анортозиты КП и КНП, обычно встречающиеся в виде ксенолитов среди более молодых анортозитовых комплексов. В остальные фазы (1,76—1,73) — основная масса габбро-анортозитов и гранитов рапакиви КП и КНП, а также отдельные дайковые пояса;

д) более детально (рис. 2) периодизация формирования КП и КНП выглядит следующим образом. В образовании КП А. В. Митрохин и Л. В. Шумлянський выделяют две фазы: 1) 1,8—1,78 млрд лет назад [Митрохин, 2011; Шумлянський, 2012]; 2) 1,77—1,75 млрд лет назад [Митрохин, 2011] или 1,765—1,755 млрд лет назад [Шумлянський, 2012] — в среднем 1,76 млрд лет назад. При этом, судя по рис. 2, во вторую фазу граниты рапакиви формировались в общем позднее габбро-анортозитов на 10—15 млн лет. В образовании КНП А. В. Митрохин выделяет три фазы: ~1,76 (габбро-анортозиты Смелянского массива), ~1,75 (габбро-анортозиты и рапакиви Новомиргородского и Шполянского массивов) и ~1,73—1,75 млрд лет назад (лейконориты и монзониты Городищенского массива) [Митрохин, 2011]. Сравнение этих данных с работой [Щербак и др., 2008], а также рассмотрение рис. 2 показывает, что основная масса пород корсунь-новомиргородского комплекса образовалась приблизительно на 10 млн лет позже основной массы пород коростенского комплекса (штриховая линия на рисунке).

Все это позволяет вернуться к полученным ранее данным по тектонофизическому изучению КП и КНП, рассмотрев их в новом аспекте.

Целью настоящей статьи является детализация представлений о геодинамическом процессе на УЩ в период 1,8—1,73 млрд лет назад, изложенных в перечисленных выше работах. Необходимо сказать, что из трех показателей — изотопного возраста, координат палеомагнитных полюсов и ориентации осей напряжений — последний показатель обеспечен наибольшим количеством определений, поэтому в некоторых спорных моментах ему необходимо отдавать предпочтение. Детализация касается только вращательной составляющей перемещений УЩ в составе Сарматии, поскольку по тектонофизическим данным нет возможности определять палеошироты и палеодолготы блоков литосферы.

Результаты тектонофизических исследований. В 2011—2012 гг. авторы провели дополнительное тектонофизическое изучение габбро, габбро-анортозитов, лабрадоритов (обобщенно — габбро-анортозитов) и гранитов рапакиви КНП и КП, кварцевых порфиров збраньковской и кварцито-песчаников толкачевской свит овручской серии. Результаты исследования пород плутонов в сравнении с материалами предыдущих работ в целом подтвердились, а изучение пород збраньковской и толкачевской свит внесло дополнительные сведения о напряженно-деформированном состоянии земной коры исследуемого района в конце и после формирования КП.

В пределах КП тектонофизическое изучение габбро-анортозитов выполнялось в карьерах и обнажениях Володарск-Волынского, Федоровского и Чеповичского массивов, гранитов рапакиви — по рр. Уж, Жерев, Ирша, в Коростене, Малине, Радомышле и их окрестностях (суммарное количество измерений около 2000), эффузивов и осадков збраньковской свиты — в районе пос. Великие Збраньки, кварцито-

песчаников толкачевской свиты — в карьерах пос. Першотравневое под Овручем.

Габбро-анортозиты КНП исследовались в обнажениях и карьерах Городищенского, Смелянского и Новомиргородского массивов, граниты рапакиви — по рр. Рось, Ольшанка, Шполка, Большая Высь (суммарное количество измерений более 2000).

Как видим, тектонофизическое изучение трещиноватости проводилось в основном в породах второй фазы формирования коростенского комплекса КП и первой—третьей фаз формирования пород корсунь-новомиргородского комплекса КНП. Обработка данных показала, что не имеет смысла анализировать результаты измерений по каждому участку плутонов в отдельности, так как они повторяют друг друга, лучше разделить данные по изучению габбро-анортозитов и гранитов рапакиви для каждого плутона.

Характер трещиноватости горных пород в обоих плутонах идентичен: системы субвертикальных трещин образуют кинематические парагенезисы типа сколов Риделя (R и R'), L - и

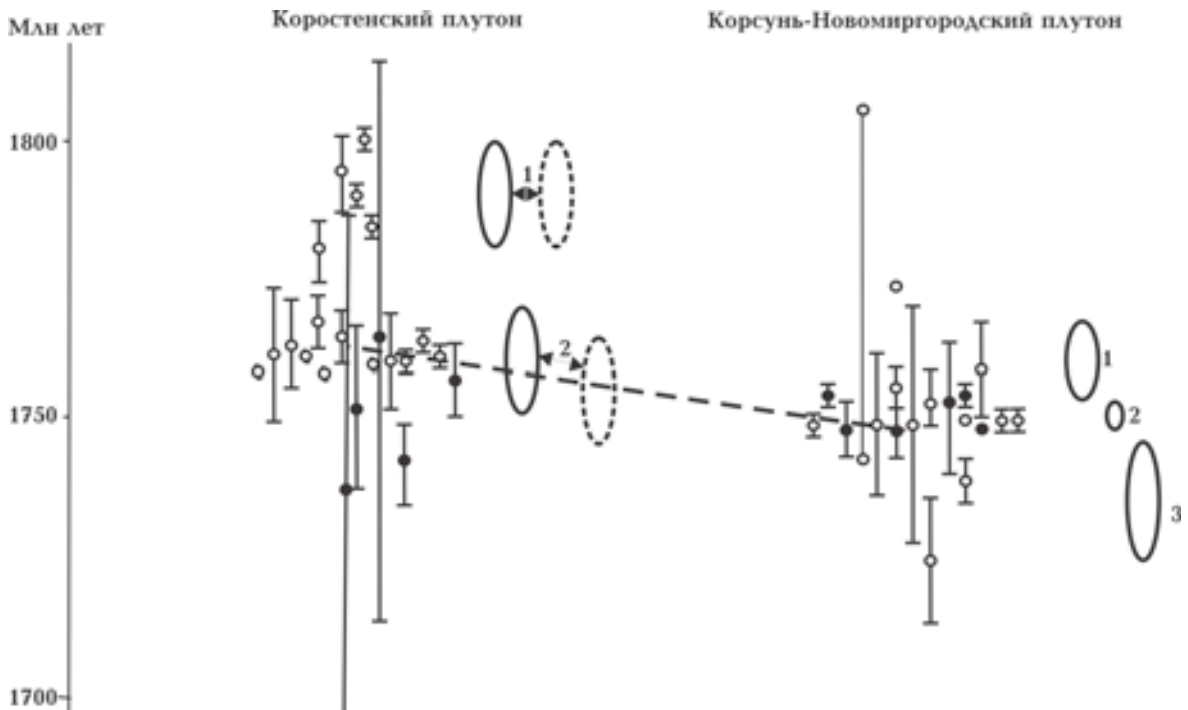


Рис. 2. Результаты определения изотопного возраста пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов, по [Щербак и др., 2008; Шумлянський, 2012; Шестопалова и др., 2013]. Залитые кружки – граниты рапакиви и другие гранитоиды, незалитые – габбро-анортозиты (анортозиты, габбро, лейконориты, монзониты и др.); тонкие вертикальные линии — пределы, отражающие точность определения возраста; овалы – фазы формирования плутонов: сплошные по [Митрохін, 2011], пунктирные — по [Шумлянський, 2012]; цифры возле овалов указывают на последовательность фаз; штриховая линия соединяет центры совокупностей результатов определения возраста.

L'-сколов, гораздо реже R-сколов, т. е. формировались в условиях стресса, хотя сдвиговые смещения по трещинам заметны не всегда. Трещины не пересекают крупные кристаллы и овоиды, но прямолинейны, причем кристаллическая структура пород в контакте с трещинами подчинена такой прямолинейности (рис. 3). Другой тип трещиноватости авторы в породах не увидели, поэтому было сделано заключение, что формирование изученных систем трещин произошло при остывании плутонов на некоторой глубине в условиях хрупкости и квази-хрупкости. Детальный анализ углов скалывания α_0 и PT -условий при формировании КНП [Гинтов, 2005] показал, что трещиноватость в породах массива образовалась на глубине между 2 и 5 км.

На рис. 4 приведены результаты массового изучения систем трещин в габбро-анортозитах и гранитах рапакиви КП и КНП. Ввиду субвертикального падения трещин результаты замеров показаны в виде графиков азимутов простираний их плоскостей.

Напряженно-деформированное состояние КП. Поскольку графики для габбро-анортозитов и гранитов рапакиви во многом совпадают (рис. 4, а), для обоих комплексов определялось единое поле напряжений.

Основные максимумы графиков В-В' и Е-Е' идентифицированы как L- и L'-сколы (средние азимуты простирания 287 и 18°). Максимумы С-С' и D-D' (средние азимуты простирания 298 и 358°) соответствуют R- и R'-сколам, а А-А' и F-F' (273 и 31°) — Р и Р'-сколам. Правильному выбору осей растяжения и сжатия, а также оси растяжения как «рабочей» способствовало то, что большинство даек района, сформированных в рассматриваемый период (для чистоты эксперимента результаты измерения трещин в дайках здесь не использовались), имеют северо-западное простирание (310—330°, по [Bogdanova et al., 2012a]).

Таким образом, КП формировался и остывал в региональном поле растяжения с азимутом ориентации оси $\sigma_3=63/00^\circ$ (243/00°), $\sigma_1=333/00^\circ$ (153/00°) (сжатие принято положительным при

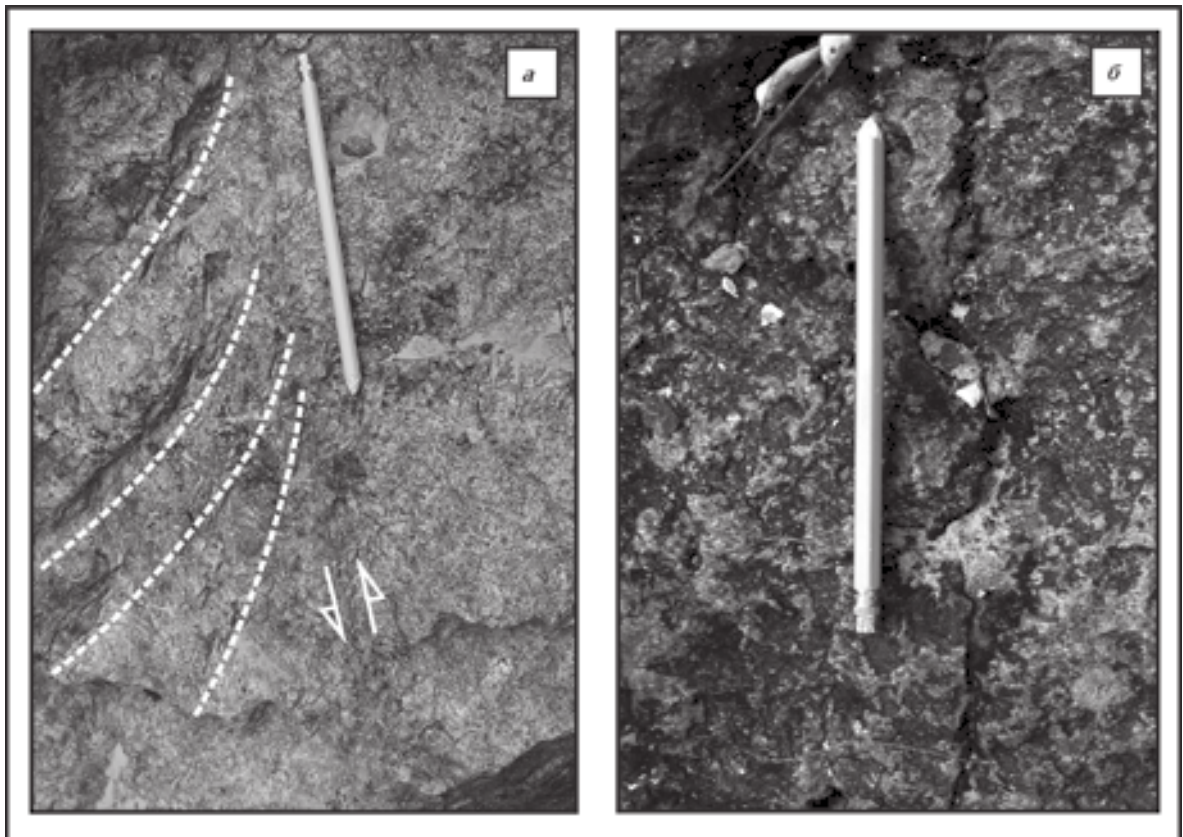


Рис. 3. Примеры взаимоотношения трещин и кристаллической структуры рапакививидных гранитов: а — Малинский карьер № 6, (штриховыми линиями показана переориентация кристаллов плагиоклаза, образующих структуры подворота при левосдвиговой деформации вдоль трещины); б — р. Уж в Коростене. Перекристаллизация в рапакививидном граните после образования трещины.



Рис. 4. Графики частоты встречаемости азимутов простирания трещин в породах КП и КНП. Пунктиром показан относительный поворот осей сжатия (σ_1) и растяжения (σ_3).

$\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$). Судя по азимутам ориентации сколов Риделя, основной угол скалывания в породах массива составлял $\alpha_0 = 30^\circ$.

Определим, на какой примерно глубине H формировалась трещиноватость КП. На рис. 5 приведены зависимости $\alpha_0 = f(H)$ при сжатии и растяжении и при различных температурных градиентах (приложение № 8 в работе [Гинтов, 2005]). Температура, при которой образовалась трещиноватость, нам точно не известна, но это не является препятствием, так как заранее установлено, что pluton формировался в условиях растяжения, а зависимость $\alpha_0 = f(H)$ при растяжении (кривые 4–7) для углов скалывания α_0 от 25 до 37° единая. Следовательно, трещиноватость КП сформировалась на глубине 1,7–2,1 км.

Напряженно-деформированное состояние КНП. На рис. 4, б приведены графики азимутов простирания трещин в габбро-анортозитах и гранитах рапакиви КНП. На них, как и на графиках для КП, выделяются два основных максимума (~330 и ~50° для гранитов рапакиви, ~315 и ~30° для габбро-анортозитов), которые отражают суммарную картину смешанных азимутов простирания парагенетически связанных R-R' и L-L'-сколов, так как средние углы между максимумами меньше 90°.

При тектонофизическом изучении плутонов идентификация сколов Риделя и L-сколов затруднена (в отличие от изучения зон разломов, у которых практически всегда известно простирание осевой линии), если нет четкого разделения между максимумами с углами между ними 50–70° и 90°. В этих условиях, в частности для КНП, может быть несколько вариантов интерпретации.

Вариант 1. Ориентировка осей напряжений определяется как середина между главными максимумами. В этом случае для гранитов рапакиви $\sigma_3 = 280^\circ$, $\sigma_1 = 10^\circ$; для габбро-анортозитов $\sigma_3 = 83^\circ$, $\sigma_1 = 353^\circ$.

Вариант 2. Определяются возможные L- и L'-сколы (по углу между максимумами ~90°). Для гранитов рапакиви это максимумы G и K, для габбро-анортозитов — G' и K'. Тогда оси напряжений: для рапакиви $\sigma_3 = 279^\circ$, $\sigma_1 = 9^\circ$; для габбро-анортозитов $\sigma_3 = 85^\circ$, $\sigma_1 = 355^\circ$.

Вариант 3. По возможным R- и R'-сколам (максимумы H-I и H'-I' либо M-N и M'-N') определяются следующие ориентации главных осей: для рапакиви $\sigma_3 = 278^\circ$, $\sigma_1 = 8^\circ$; для габбро-анортозитов $\sigma_3 = 82^\circ$, $\sigma_1 = 352^\circ$ либо $\sigma_3 = 79^\circ$, $\sigma_1 = 349^\circ$.

Таким образом, для КНП варианты определения ориентации главных осей тектонических напряжений при формировании трещин во время остывания массива следующие: граниты рапакиви (корсунская фаза) — $\sigma_3 = 280^\circ, 279^\circ, 278^\circ$; $\sigma_1 = 10^\circ, 9^\circ, 8^\circ$; средние значения ориентации осей $\sigma_3 = 99/00^\circ$ (279/00°), $\sigma_1 = 09^\circ$ (189/00°); габбро-анортозиты (городищенская фаза) — $\sigma_3 = 83^\circ, 85^\circ, 82^\circ, 79^\circ$; $\sigma_1 = 353^\circ, 355^\circ, 352^\circ, 349^\circ$; средние значения $\sigma_3 = 82/00^\circ$ (262/00°), $\sigma_1 = 172/00^\circ$ (352/00°). Как видим, вновь полученные данные по ориентации главных осей нормальных напряжений для КНП отличаются от прежних на 1–3°, что находится в пределах ошибки полевых измерений.

Из полученных данных следует: а) изученные массивы гранитов рапакиви и габбро-анортозитов КП были сформированы в еди-

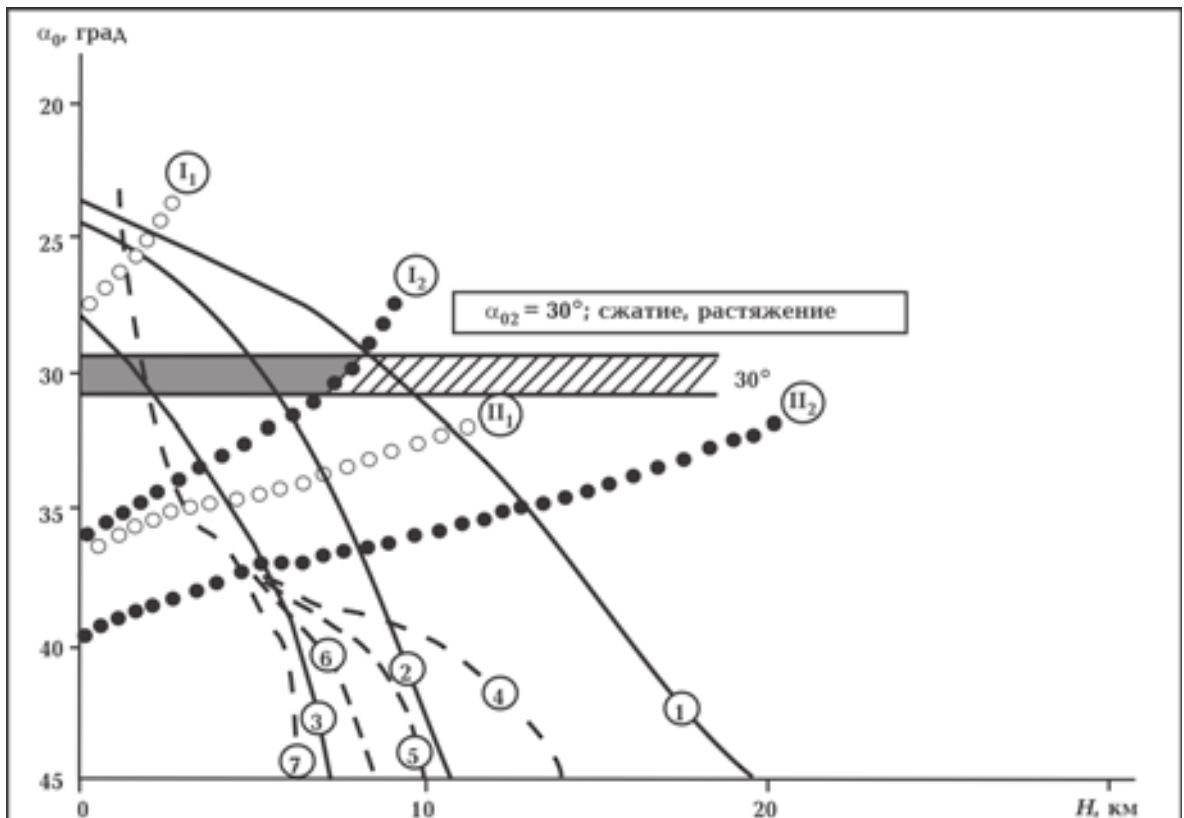


Рис. 5. Определение характера действующих сил и глубинности деформационных процессов в пределах КП с помощью параметра α_0 , по [Гинтов, 2005]. Кривые $\alpha_0=f(H)$, рассчитанные для различных температурных градиентов при сжатии $t'=(10+10H)^\circ\text{C}$ (1), $(50+20H)^\circ\text{C}$ (2), $(200+20H)^\circ\text{C}$ (3) и растяжении $t'=(10+10H)^\circ\text{C}$ (4), $(50+20H)^\circ\text{C}$ (5), $(200+20H)^\circ\text{C}$ (6), $(350+20H)^\circ\text{C}$ (7). Границы, разделяющие зоны хрупкого и квазихрупкого разрывообразования: I_1 — при сжатии; I_2 — при растяжении. Границы Моги, разделяющие области хрупкости и пластичности: II_1 — при сжатии, II_2 — при растяжении. Заштрихованная полоса — величина α_0 по данным полевых определений; залитая часть — участок пересечения полосы α_0 с зоной хрупкого трещинообразования в условиях растяжения.

ном поле напряжений северо-восточного растяжения; б) при формировании КНП поле растягивающих напряжений оказалось повернутым по часовой стрелке относительно поля КП на 19° (по габбро-анортозитам) и 36° (по гранитам рапакиви), т. е. поле напряжений, в котором сформированы рапакиви КНП, повернуто по часовой стрелке относительно габбро-анортозитов этого плутона на 17° .

Рассмотрим причины такого взаиморасположения осей растяжения двух хорошо изученных плутонов.

Во время субботско-мошоринского этапа 1,80—1,77 млрд лет назад были заложены (в современной системе координат) широтные (Субботско-Мошоринская, Смелянская, Конкская, Полесская и др.) и меридиональные (Звиздаль-Залесская и др.) зоны разломов в условиях регионального поля тектонических напряжений с субгоризонтальными осями σ_1 — 315° и σ_3 — 45° при «рабочей» оси растяжения.

Четкая прямолинейность и неизменность ориентации разломов этой системы в плане по-

казывают, что блоки, составляющие УЩ, после субботско-мошоринского этапа не вращались друг относительно друга. Сдвиговые перемещения вдоль разломов можно в данном случае не учитывать, так как сдвиги не ведут к повороту разделяемых разломами блоков. Возможны только локальные внутрисдвиговые вращения — структуры подворота, складки волочения и другие, однако они легко распознаются и не влияют на региональную структуру щита.

Следовательно, предполагаемые вращения крупных блоков УЩ после 1,80 млрд лет могли, скорее всего, происходить только как следствие вращения щита в целом.

Будем рассматривать ориентацию УЩ (в горизонтальной плоскости) в современной системе географических координат как ориентацию его длинной оси, вытянутой вдоль параллели 48° с.ш.

Выше уже было приведено, что по палеомагнитным данным и материалам изучения (в том числе тектонофизического) дайковых поясов УЩ [Bogdanova et al., 2012a, б] в период 1,80—

1,75 млрд лет назад щит повернулся на $45\text{--}50^\circ$ против часовой стрелки.

Охват полем напряжений $315\text{--}45^\circ$ всей Украины и, скорее всего, всей Сарматии свидетельствует о его продолжительном существовании. Это подтверждает гипотезу о том, что в период 1,80—1,75 млрд лет назад поле тектонических напряжений оставалось геометрически неизменным, а изменялась ориентация УЩ [Bogdanova et al., 2012b]. Именно поэтому на корсунском этапе (1,75 млрд лет назад) по трещиноватости в КНП были зафиксированы рассмотренные выше региональные поля субширотного растяжения, также охватившие значительную территорию. Другими словами, во время формирования КНП УЩ был ориентирован в юго-западном—северо-восточном направлении, а плутон соответственно в юго-восточном—северо-западном, субперпендикулярно полю $315\text{--}45^\circ$.

Не вдаваясь сейчас в очень сложный анализ предшествующих моменту 1,80 млрд лет назад соотношений напряженно-деформированных состояний УЩ и перемещений террейна Сарматии, попытаемся рассмотреть ситуацию во время формирования КП и КНП.

Закрепив поле напряжений $315\text{--}45^\circ$ как стабильное в период 1,80—1,75 млрд лет, можем определить, как изменялась относительно него определенная нами ориентация главных осей во время формирования плутонов. Повороты по часовой стрелке будем считать положительными, против — отрицательными.

Между началом субботско-мошоринского этапа 1,8 млрд лет назад и второй фазой формирования КП 1,76 млрд лет назад (первая фаза формирования плутона нами не изучалась) региональное поле напряжений повернулось на $63^\circ\text{--}45^\circ=+18^\circ$. Массивы габбро-анортозитов КНП сформировались 1,75 млрд лет назад в поле напряжений, повернутом на $82^\circ\text{--}45^\circ=+37^\circ$. Граниты рапакиви КНП — $99^\circ\text{--}45^\circ=+54^\circ$.

Ранее не обращалось внимание на различие ориентации осей растяжения при формировании габбро-анортозитов и рапакиви КНП — они рассматривались как субширотные, а общее растяжение — как широтное. Однако при детализации представлений о геодинамических процессах того времени это различие необходимо учитывать.

Учитывая приведенные данные, пока нельзя ответить на вопрос, чем объяснить полную идентичность полей напряжений при формировании массивов габбро-анортозитов и гранитов рапакиви КП. Может быть два варианта

объяснения: 1) трещины в обоих комплексах КП образовались одновременно; 2) во время формирования КП произошла остановка в повороте УЩ, из-за чего трещины в обоих комплексах формировались в разное время, но в одном поле напряжений. Второй вариант, с нашей точки зрения, предпочтителен из-за различия в возрасте габбро-анортозитов и рапакиви КП. Если первые образовывались в основном ранее 1,76 млрд лет назад, то вторые — несколько позже [Shumlyansky et al., 2006; Шумлянський, 2012; Щербак и др., 2008; Bogdanova et al., 2012a] и разница во времени составляет в среднем 10—15 млн лет.

Кроме того, не понятно, почему поворот на 17° осей напряжений, определенных по трещиноватости гранитов рапакиви КНП, по отношению к осям, определенным для габбро-анортозитов плутона, не согласуется с кажущейся одновозрастностью этих комплексов (см. рис. 2). Представляется, что причина кроется в малом количестве определений изотопного возраста рапакиви. Скорее всего, в третью фазу формирования плутона (1,73—1,75 млрд лет назад [Митрохін, 2011]) должны попадать не только габбро-анортозиты, но и граниты рапакиви, и тогда окончание корсунского этапа деформации земной коры УЩ необходимо продлить до 1,72—1,73 млрд лет назад, что в принципе еще не выходит за пределы минимального возраста пород КНП [Щербак и др., 2008].

Таким образом, общий поворот УЩ с субботско-мошоринского по третью фазу корсунского этапа составил, согласно нашим расчетам, 54° . За период ~75 млн лет и задержке в повороте на 10—15 млн лет средняя скорость поворота составит около 0,9 град/млн лет. Удобно разбить угол поворота 54° на четыре сектора, соответствующие следующим фазам формирования плутонов: 18° — окончание первой фазы формирования КП через ~20 млн лет после начала субботско-мошоринского этапа; 0° — остановка в повороте УЩ на ~10—15 млн лет, при которой формировались породы второй фазы КП; 19° — формирование габбро-анортозитов и, частично, рапакиви КНП (вторая фаза, по [Митрохін, 2011]) через ~21 млн лет после начала второй фазы КП; 17° — предполагаемое формирование массивов рапакиви КНП еще через ~19 млн лет.

Ориентация главных осей базового регионального поля напряжений $315\text{--}45^\circ$ при этом оставалась неизменной.

Рассмотрим, как поворачивался щит в горизонтальной плоскости при этих условиях. Схема

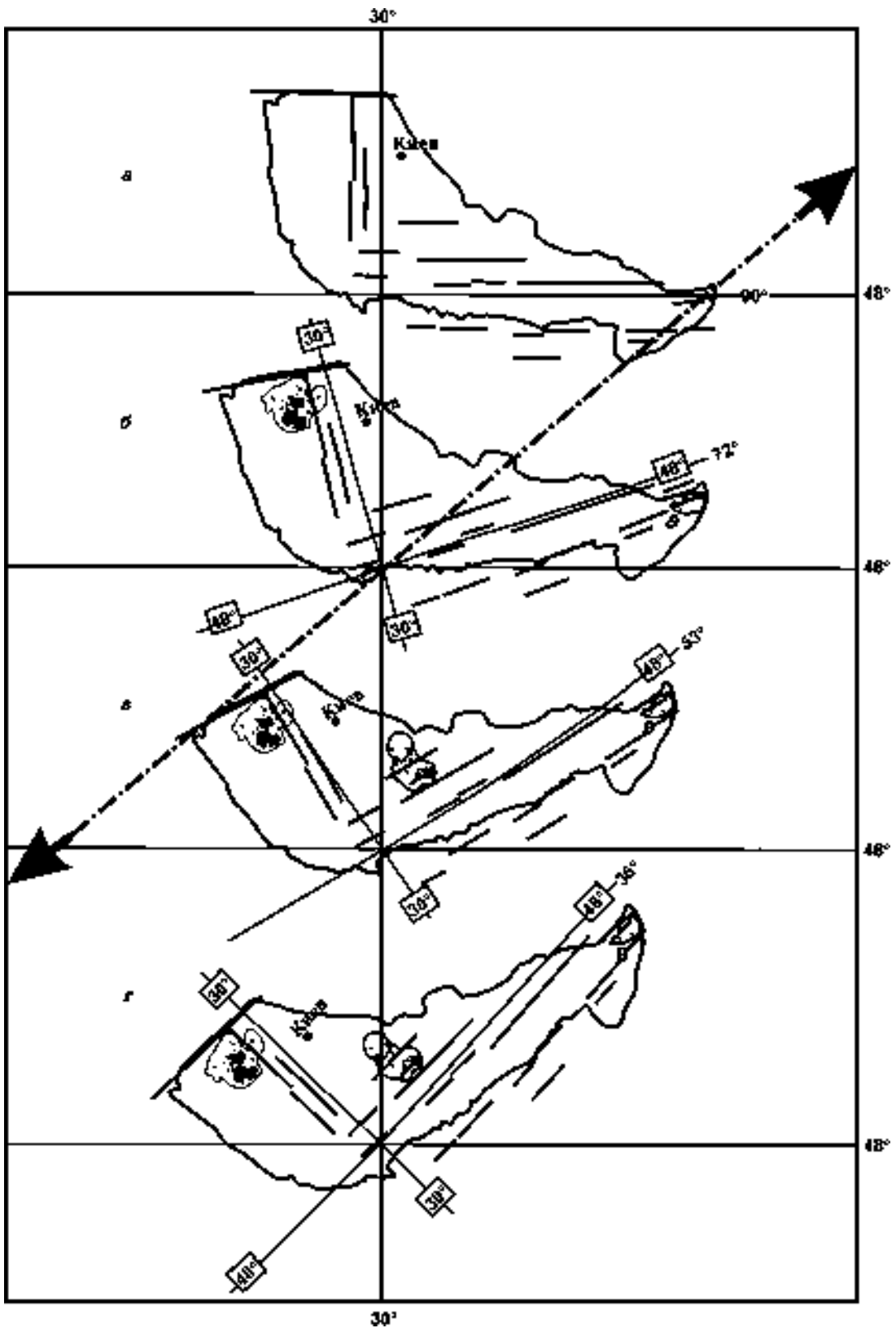


Рис. 6. Схема поворотов УЩ против часовой стрелки в постоянном региональном поле северо-восточного растяжения на отрезке 1,80—1,73 млрд лет назад по тектонофизическим данным: *а* — 1,80 млрд лет назад, *б* — 1,76 млрд лет назад, *в* — 1,75 млрд лет назад, *г* — 1,73 млрд лет назад. Жирными стрелками показана ориентация оси растяжения σ_3 в современной системе координат. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

поворотов УЩ по тектонофизическим данным и фаз АМСГ магматизма между субботско-мошоринским и корсунским этапами, включая и сами эти этапы, показана на рис. 6.

После субботско-мошоринского этапа УЩ повернулся против часовой стрелки на 18° . Поскольку в это время, согласно палеомагнитным данным, щит был ориентирован по азимуту 72° , во время субботско-мошоринского этапа он занимал широтное положение $72^\circ + 18^\circ = 90^\circ$ (рис. 6, а).

Во время образования массивов габбро-анортозитов КНП УЩ был повернут (в противоположность полю напряжений) против часовой стрелки на 37° и его ориентация была $90^\circ - 37^\circ = 53^\circ$ (рис. 6, в).

В процессе предполагаемого в третьей фазе формирования массивов гранитов рапакиви КНП поворот щита уже составлял 54° , т. е. он был ориентирован по азимуту $90^\circ - 54^\circ = 36^\circ$ (рис. 6, г).

Как видим, ориентация УЩ в третьей фазе формирования КНП, определенная по тектонофизическим данным в гранитах рапакиви, отличается от определенной по палеомагнитным данным (22°) в габбро-анортозитах на 14° . Третья фаза формирования КНП длилась около 20 млн лет (см. рис. 2). Это время коррелируется с поворотом УЩ, если предполагать,

что габбро-анортозиты образовались в начале фазы, а рапакиви — в конце.

Вулканогенно-осадочные породы збраньковской свиты отлагались непосредственно на гранитоидах КП и имеют приблизительно такой же возраст (1,761 млрд лет — кварцевые порфиры нижнезбраньковской подсвиты, по [Щербак и др., 2008]). Измерение трещиноватости в этих породах (рис. 7, а) позволило определить два типа полей напряжений: раннее ($\sigma_1 - 158/08$, $\sigma_3 - 248/03$, $\sigma_2 - 30/86^\circ$) и позднее ($\sigma_1 - 270/05$, $\sigma_3 - 360/00$, $\sigma_2 - 90/85^\circ$). Раннее поле напряжений, в пределах ошибки измерений и интерпретации, повторяет и подтверждает поле напряжений, в котором формировались массивы габбро-анортозитов и рапакиви КП (разница в ориентации главных осей составляет всего 5°). Позднее поле, о возрасте которого судить трудно, могло отражать сдвиговый деформационный режим при меридиональном растяжении, который сопровождал формирование либо Овручской, либо даже Припятской впадины.

Поля напряжений, определенные по трещиноватости в кварцито-песчаниках толкачевской свиты (рис. 7, б), являются инверсными по отношению к предыдущим: раннее $\sigma_1 - 250/01$, $\sigma_3 - 340(160)/00$, $\sigma_2 - 70/89^\circ$ и позднее $\sigma_1 - 358/00$, $\sigma_3 - 268/02$, $\sigma_2 - 88/88^\circ$. Возраст

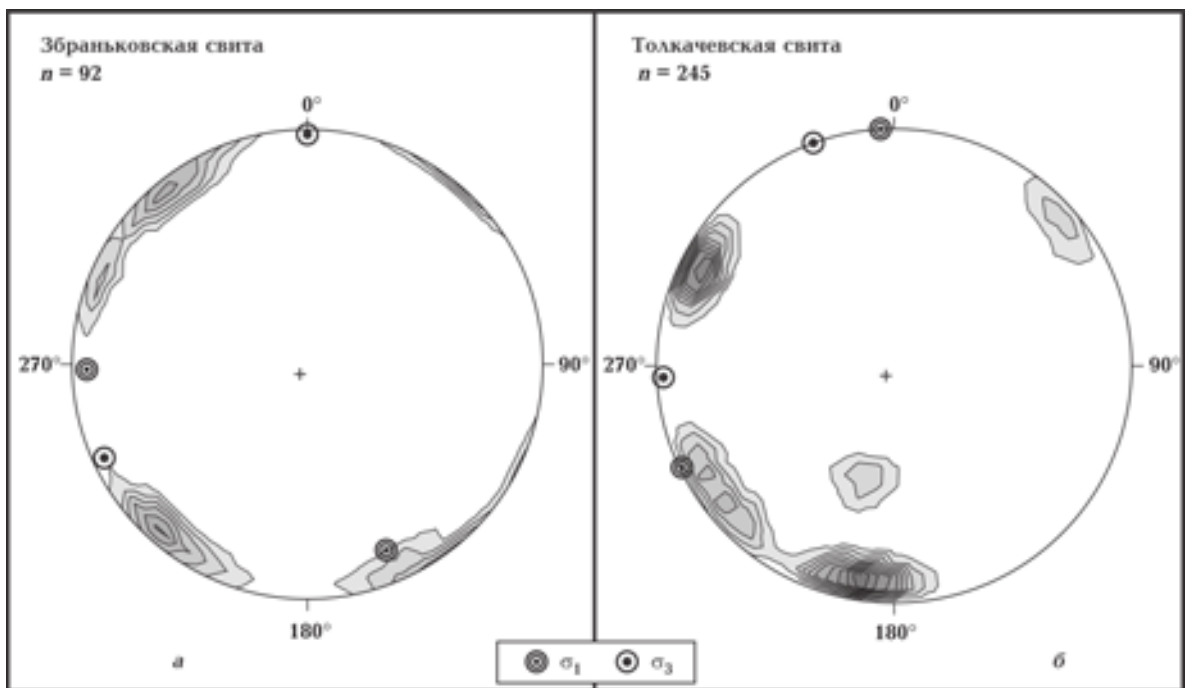


Рис. 7. Стереогаммы изолиний концентрации полюсов трещин и восстановленные поля напряжений в породах овручской серии северо-западной части УЩ.

толкачевской свиты точно не определен и, по данным [Кореляційна ..., 2004], находится в пределах 1,6—1,7 млрд лет, но может быть и гораздо моложе. Поэтому определить причину данной конкретной инверсионности пока невозможно: инверсионная смена осей главных нормальных напряжений наблюдается в природе достаточно часто [Гинтов, 2005].

Учитывая, что поле напряжений, определенное по трещиноватости пород КП, нижезбраньковской и толкачевской свит, в общем (с учетом инверсионности) одинаково (153—243, 158—248 и 250—160°), можно заключить, что базовое региональное поле напряжений субботско-мошоринского этапа (315—45°) сохранилось на временном отрезке от начала этого этапа вплоть до литификации осадков толкачевской свиты овручской серии.

Однако одновременное существование двух разных полей тектонических напряжений, различающихся по ориентации главных осей на ~70°, невозможно, поэтому более молодые поля напряжений, установленные в породах збраньковской и толкачевской свит, являются уже послеовручскими и отражают, возможно, этапы формирования широтного Припятского грабена.

Выводы. 1. Косое столкновение Фенноскандии и Сарматии, начавшееся 1,83 млрд лет назад, привело в области коллизии к напряженно-деформированному состоянию литосферы, при котором субгоризонтальные главные оси нормальных напряжений были ориентированы: σ_1 — с северо-запада на юго-восток, σ_3 — с юго-запада на северо-восток, σ_2 — вертикально. Действующей («рабочей») была ось сжатия σ_1 . Такое поле напряжений фиксируется по структурам типа надвигов в пределах Суцано-Пержанской зоны разломов.

2. Происходившие при этом развороты Сарматии (в том числе УЩ) привели к тому, что 1,80 млрд лет назад щит приобрел субширотную ориентацию, близкую к современной.

3. В это время напряженно-деформированное состояние литосферы изменилось — при сохранении общей ориентации главных осей «рабочей» стала ось растяжения σ_3 (возможно, в результате ослабления сжимающих усилий в северо-западном—юго-восточном направлении). Это привело к формированию в пределах УЩ ортогональной системы зон разломов (субботско-мошоринский этап), по которой восстановлено поле напряжений σ_1 — 315/00, σ_3 — 45/00, σ_2 — \perp . Поскольку УЩ в тот момент был ориентирован как и сейчас, данное поле

напряжений, установленное в настоящее время, адекватно полю, действовавшему 1,80 млрд лет назад.

4. Становление поля напряжений северо-восточного растяжения привело к началу АМСГ магматизма, формированию дайковых серий преимущественно северо-западного простирания, образованию в западной части УЩ плутонов габбро-анортозит-рапакиви и активизации более древних систем разломов, некоторые из которых также сопровождалось дайкообразованием.

5. В развитии АМСГ магматизма западной части УЩ прослеживаются две главные фазы: 1,8—1,76 млрд лет назад — формирование основного количества дайковых серий и габбро-анортозитов (а также частично гранитов рапакиви) КП; 1,76—1,75 млрд лет назад — формирование основной массы габбро-анортозитов и рапакиви КНП. Другими словами, формирование КП в целом опережало КНП приблизительно на 0,01—0,03 млрд лет. При близких *РТ*-условиях формирования интрузивов и их остывания такой же временной разрыв должен сохраняться и в процессах трещиноватости.

6. Охват базовым полем напряжений 315/00—45/00° площади всего щита и окружающих территорий может свидетельствовать о его постоянстве длительное время, по меньшей мере на отрезке 1,81—1,73 млрд лет. По палеомагнитным данным за это время УЩ повернулся в горизонтальной плоскости против часовой стрелки на угол около 45—50°. Вращение щита в геометрически постоянном поле напряжений должно было повлиять соответственно на формирование разно ориентированной внутренней структуры интрузивов, в частности их трещиноватости.

7. Сопоставление тектонофизических характеристик трещиноватости КП и КНП подтверждает этот вывод — чем позже формировался интрузивный комплекс, тем сильнее поворот общего простирания его трещиноватости по часовой стрелке. Поэтому восстанавливаемые в современной системе координат по трещиноватости поля напряжений плутонов, по-видимому «мнимые», также должны отличаться от базового поля (σ_1 — 315°, σ_3 — 45°) поворотом осей по часовой стрелке (сравниваем ориентацию осей σ_3): КП (габбро-анортозиты и рапакиви) — 63°; КНП (габбро-анортозиты) — 82°; КНП (рапакиви) — 99°.

8. Предполагается, что в процессе поворота УЩ против часовой стрелки, начавшегося не

позднее 1,8 млрд лет назад, на временном отрезке 1,8—1,76 млрд лет была задержка в повороте, вследствие чего трещиноватость в габбро-анортозитах и рапакиви КП возникла при одинаковой ориентации осей напряжений, хотя формирование массивов габбро-анортозитов опережало интрузию гранитов рапакиви. В период 1,76—1,74 млрд лет назад поворот УЩ против часовой стрелки возобновился.

9. В предложенной модели становления КП и КНП на фоне поворота УЩ против часовой стрелки наиболее спорным остается вопрос о возможности образования гранитов рапакиви КНП в третью фазу его формирования. Однако имеются не более шести опубликованных изотопных датировок этих пород (по циркону и ортиту), что явно недостаточно для определения возрастного спектра гранитоидов при их

многофазном внедрении.

10. Поле напряжений, в котором формировалась трещиноватость кварцито-песчаников толкачевской свиты овручской серии, инверсно по отношению к полю, при котором образовалась трещиноватость пород коростенского комплекса и близких к ним по возрасту пород збраньковской свиты овручской серии. Можно предположить, что базовое поле субботско-мошоринского этапа сохраняло ориентацию главных осей до конца формирования пород овручской серии и только инверсировало в конце этого периода.

11. Инверсионное поле тектонических напряжений σ_1 — 270/05°, σ_3 — 360/00°; σ_1 — 358/00°, σ_3 — 268/02° имеет, скорее всего, фанерозойский возраст и связано с формированием широтной Припятской грабен-синклинали.

Список литературы

- Беличенко П. В., Гинтов О. Б. Напряженное состояние и деформации земной коры Украинского щита в период становления Корсунь-Новомиргородского плутона габбро-анортозитов и рапакиви (по тектонофизическим данным). *Геофиз. журн.* 1996. Т. 18. № 2. С. 59—69.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гинтов О. Б. Схема периодизации этапов разломобразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18.
- Гинтов О. Б., Мычак С. В. Напряженные состояния и деформации земной коры центральной части Ингульского мегаблока по материалам тектонофизического изучения Новоукраинского массива. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 2. С. 28—45.
- Гинтов О. Б., Орлюк М. И., Мычак С. В., Бакаржиева М. И., Фарфуляк Л. В. Субботско-мошоринский этап деформирования земной коры Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 6. С. 23—38.
- Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2010. Т. 32. № 2. С. 3—27.
- Глевасский Е. Б. Решение некоторых проблем петрологии и стратиграфии Украинского щита с позиций плитотектоники. *Минерал. журн.* 2005. Т. 27. № 3. С. 57—66.
- Глевасский Е. Б., Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинского щита. *Минерал. журн.* 2000. Т. 22. № 2/3. С. 77—91.
- Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых (Ред. В. И. Старостенко, О. Б. Гинтов). Киев: Прастьє луди, 2013. 500 с.
- Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка). Київ: Вид. УкрДГРІ, 2004. 30 с.
- Митрохін О. В. Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2011. 36 с.
- Шестопалова Е. Е., Степанюк Л. М., Довбуш Г. И., Сьомка В. О., Бондаренко С. М., Приходько Е. С. Палеопротерозойский гранитоидный магматизм Ингульского мегаблока УЩ. *Материалы науч. конф. «Гранитоиды: условия формирования и рудоносность»*, Киев, 27 мая — 1 июня 2013 г. С. 152—153.
- Шумлянський Л. В. Петрологія та геохронологія породних комплексів північно-західного району Українського щита та його західного схилу: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2012. 35 с.
- Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Лесная И. М., Пономаренко А. Н., Шумлянський Л. В. Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Протерозой. Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.
- Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheras-kova T. N., Kozlov V. I., Puchkov V. N., Volozh Y. A.,

2008. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia *Precambrian Res.* 160, 23—45.
- Bogdanova S. V., Gintov O. B., Lubnina N. V., 2012a. 1.80—1.75 Ga mafic dykes in the Ukrainian Shield — a key to the paleogeography of Baltica within Columbia. Supercontinent Symposium 2012, Helsinki, Finland, September 25—28, Programmed and Abstracts, 22—23.
- Bogdanova S. V., Gintov O. B., Kurlovich D., Lubnina N. V., Nilsson M., Orlyuk M. I., Pashkevich I. K., Shumlyansky L. V., Starostenko V. I., 2012b. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos* 2858. doi: 10.1016/S0024—4937(12)00439—2.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M., Guterch A., Janik T., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L., 2006. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: Gee D. G., Stephenson R. A. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics*. London: Geol. Soc., Memoirs 32, P. 599—628.
- Bogdanova S., Lubnina N., Gintov O. B., 2012b. Formation of the East European Craton (Baltica) in the Late Paleoproterozoic as caused by episodic rotations and collisions within assembling supercontinent Columbia (Nuna). Abstract 1484469 presented at 2012 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 3—7 December.
- Bogdanova S. V., Pashkevich I. K., Buryanov V. B., Makarenko I. A., Orlyuk M. I., Skobelev V. M., Starostenko V. I., Legostaeva O. V., 2004. The 1.80—1.74 Ga gabbro-anorthosite-rapakivi Korosten Pluton in the NW Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of deep structure. *Tectonophysics* 381, 5—27.
- Kravchenko S. M., 2005. First estimate for the age of Mesoproterozoic paleomagnetic pole from the Volodarsk-Volynsky Massif, the Ukrainian Shield. *Stud. Geophys. Geod.* 49, 177—190.
- Shumlyansky L., Ellam R. M., Mitrokhin O., 2006. The origin of basic rocks of the Korosten AMCG complex, Ukrainian shield: Implication of Nd and Sr isotope data. *Lithos* 90 (is. 3-4), 214—222.

Kinematics of formation of the Ukrainian Shield during the period 1,80—1,73 Ga ago according to the results of studies of rock fracturing of the Korosten and Korsun-Novomirgorod plutons

© O. B. Gintov, S. V. Mychak, 2014

Strain-deformed state of the earth's crust of northwestern and central parts of the Ukrainian Shield while jointing the terrains of Fennoscandia and Sarmatia and forming of the Korosten and the Korsun-Novomirgorod plutons of gabbro-anorthosites and rapakivi has been considered here. It is shown that the difference determined by fracturing in the orientation of the axes of the main normal stresses in the formation of the Korosten and Korsun-Novomirgorod plutons in the interval of 1,75—1,8 Ga was according to the fracture formation of the first pluton ahead of the second one at ~10 Ma and Sarmatia turn counterclockwise to 54°.

Key words: deformations, tensions, cracks, rapakivi, anorthosites, plutons, rotation of flags.

References

- Belichenko P. V., Gintov O. B., 1996. Tension and deformation of the Earth's crust of the Ukrainian Shield in the period of gabbro-anorthosite-rapakivi Korsun-Novomirgorod Pluton (on tectonophysical data). *Geofizicheskij zhurnal* 18(2), 59—69 (in Russian).
- Gintov O. B., 2005. Field tectonophysics and its applications in the study of crustal deformations of Ukraine. Kiev: Phoenix, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B., 2014. Scheme of periodization of phases of fault formations in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data and consequences. *Geofizicheskij zhurnal* 36(1), 3—18 (in Russian).
- Gintov O. B., Mychak S. V., 2011. Tensions and crustal deformations of the central part of the Ingul megablock on materials of the tectonophysical study of Novoukrainian massif. *Geofizicheskij zhurnal* 33(2), 28—45 (in Russian).
- Gintov O. B., Orlyuk M. I., Mychak S. V., Bakarzhieva M. I., Farfulyak L. V., 2008. Subbatsk-Moshorinsk stage of deformation of the Earth's crust of the Ukrainian

- Shield. *Geofizicheskij zhurnal* 30(6), 23—38 (in Russian).
- Gintov O. B., Pashkevych I. K., 2010. Tectonophysical analysis and geodynamic interpretation of three-dimensional geophysical model of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskij zhurnal* 32(2), 3—27 (in Russian).
- Glevassky E. B., 2005. Solution of some problems of petrology and stratigraphy of the Ukrainian Shield from the standpoint of plate tectonics. *Mineralogicheskij zhurnal* 27(3), 57—66 (in Russian).
- Glevassky E. B., Kalyaev G. I., 2000. Tectonics of the Precambrian of the Ukrainian Shield. *Mineralogicheskij zhurnal* 22(2/3), 77—91 (in Russian).
- The Kirovograd ore area. Deep structure. Tectonophysical analysis. Ore deposits, 2013. (Eds V. I. Starostenko, O. B. Gintov). Kiev: Prastiye ludi, 500 p. (in Russian).
- Correlated chronostratigraphic scheme of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield (explanatory note), 2004. Kyiv: UkrSIGP Publ., 30 p. (in Ukrainian).
- Mitrohin O. V., 2011. Anorthosite-ropakivi granite formation of the Ukrainian Shield (geology, material composition and conditions of formation): Dr. geol. sci. diss. Kiev, 36 p. (in Ukrainian).
- Shestopalova E. E., Stepanjuk L. M., Dovbush G. I., Syomka V. O., Bondarenko S. M., Prikhodko E. S., 2013. Paleoproterozoic granitoid magmatism of the Ingul megablock of the USh. *Proc. Sci. Conf. «The granitoids: formation conditions and ore-bearing»*, Kiev, May 27—June 1, P. 152—153 (in Russian).
- Shumlyansky L. V., 2012. Petrology and geochronology of the rock complexes of the North-Western region of the Ukrainian Shield and its Western slope. Abstract of the thesis. Dr. geol. sci. diss. Kyiv, 35 p. (in Ukrainian).
- Scherbak N. P., Artyomenko G. V., Lesnaya I. M., Ponomarenko A. N., Shumlyansky L. V., 2008. Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Proterozoic. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T. N., Kozlov V. I., Puchkov V. N., Volozh Y. A., 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia *Precambrian Res.* 160, 23—45.
- Bogdanova S. V., Gintov O. B., Lubnina N. V., 2012a. 1.80—1.75 Ga mafic dykes in the Ukrainian Shield — a key to the paleogeography of Baltica within Columbia. Supercontinent Symposium 2012, Helsinki, Finland, September 25—28, Programmed and Abstracts, 22—23.
- Bogdanova S. V., Gintov O. B., Kurlovich D., Lubnina N. V., Nilsson M., Orlyuk M. I., Pashkevich I. K., Shumlyansky L. V., Starostenko V. I., 2012b. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos* 2858. doi: 10.1016/S0024—4937(12)00439—2.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M., Guterch A., Janik T., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L., 2006. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. In: Gee D. G., Stephenson R. A. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics*. London: Geol. Soc., Memoirs 32, P. 599—628.
- Bogdanova S., Lubnina N., Gintov O. B., 2012b. Formation of the East European Craton (Baltica) in the Late Paleoproterozoic as caused by episodic rotations and collisions within assembling supercontinent Columbia (Nuna). Abstract 1484469 presented at 2012 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 3—7 December.
- Bogdanova S. V., Pashkevich I. K., Buryanov V. B., Makarenko I. A., Orlyuk M. I., Skobelev V. M., Starostenko V. I., Legostaeva O. V., 2004. The 1.80—1.74 Ga gabbro-anorthosite-ropakivi Korosten Pluton in the NW Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of deep structure. *Tectonophysics* 381, 5—27.
- Kravchenko S. M., 2005. First estimate for the age of Mesoproterozoic paleomagnetic pole from the Volodarsk-Volynsky Massif, the Ukrainian Shield. *Stud. Geophys. Geod.* 49, 177—190.
- Shumlyansky L., Ellam R. M., Mitrokhin O., 2006. The origin of basic rocks of the Korosten AMCG complex, Ukrainian shield: Implication of Nd and Sr isotope data. *Lithos* 90 (is. 3-4), 214—222.