

Кинематика формирования западной и центральной частей Украинского щита в период 2,05—2,02 млрд лет назад

© С. В. Мычак, 2015

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 11 августа 2014 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

На основе тектонофизического изучения Уманьского, Новоград-Волинского та Новоукраїнського гранітоїдних масивів західної і центральної частин Українського щита встановлено характер напружено-деформованого стану земної кори регіону в період 2,05—2,02 млрд років. Відновлено єдине палеополе тектонічних напружень для немирівського і лелеківського етапів. Складено уточнену шкалу етапів деформацій західної і центральної частин Українського щита на відрізку 2,45—1,73 млрд років. Обґрунтовано уявлення про обертання західної частини щита відносно центральної проти годинникової стрілки на часовому відрізку 2,05—2,02 млрд років тому.

Ключові слова: деформації, зони розломів, геодинаміка, Український щит, гранітоїдні масиви.

Введение. В статье [Гинтов, Мычак, 2014] был рассмотрен вопрос кинематики западной части Украинского щита (УЩ) 1,8—1,73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов, возникшей при их остывании. Было показано, что косое столкновение Фенноскандии и Сарматии, начавшееся 1,83 млрд лет назад [Vogdanova et al., 2012], привело в области коллизии к напряженно-деформированному состоянию литосферы (НДСЛ), при котором субгоризонтальные главные оси нормальных напряжений были ориентированы следующим образом: σ_1 — северо-запад—юго-восток, σ_3 — юго-запад — северо-восток, σ_2 — \perp (вертикально). Действующей ("рабочей") была ось сжатия σ_1 . 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 (по палеомагнитным данным [Elming et al., 2006]).

Одновременно произошло изменение НДСЛ: при сохранении общей ориентации главных осей "рабочей" стала ось растяжения σ_3 , возможно, в результате ослабления сжимающих усилий

северо-западно—юго-восточного направления. Это привело к формированию в пределах всей территории УЩ ортогональной системы зон разломов (субботско-мошоринский этап), по которой восстановлено поле напряжений σ_1 — $315/00^\circ$, σ_3 — $45/00^\circ$, σ_2 — \perp [Гинтов и др., 2008; Гинтов, Мычак, 2011]. Поскольку УЩ в тот момент был ориентирован как и сейчас, данное поле напряжений, установленное для субботско-мошоринского этапа, аналогично полю, действовавшему 1,80 млрд лет назад на всей территории щита.

Таким образом, на временном отрезке 1,83—1,75 млрд лет назад западная и центральная части УЩ формировались в региональном инверсионном поле тектонических напряжений σ_1 — $315/00^\circ$, σ_3 — $45/00^\circ$, σ_2 — \perp , при котором "рабочей" была вначале ось σ_1 , а затем — σ_3 .

В настоящей статье сделана попытка установить характер напряженно-деформированного состояния этой части щита в предколлизийный период, а именно 2,05—2,02 млрд лет назад, во время которого произошло масштабное гранитообразование (гранитоиды житомирского, ставищанского, кировоградского, уманс-

кого, новоукраинского и других комплексов). В этот период щит еще не был монолитен в современном понимании: Сарматия и Фенноскандия еще не соединились полностью.

Известно [Bogdanova et al., 2006, 2008], что в процессе коллизии трех микроконтинентов — Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии — 2,05 и 1,7 млрд лет назад был образован континент Балтика (в контурах которого впоследствии сформировалась Восточно-Европейская платформа). Каждый из микроконтинентов индивидуален и представлен различными архейскими, а также протерозойскими комплексами. Палеомагнитные данные подтверждают [Bogdanova et al., 2006], что в начале палеопротерозоя эти три микроконтинента были разрознены и находились довольно далеко друг от друга. Кроме того, они состояли из мегаблоков, которые не были еще жестко спаяны между собой. Важно, что 2,1—2,0 млрд лет назад в центральной части УЩ начала формироваться зона раздвига Херсон—Смоленск, что привело к разделению щита на западную и восточную части [Гинтов, Мычак, 2011, 2012].

В пределах северо-западной части района исследований коллизия выразилась в формировании мощной системы северо-восточных разломов и взбросо-надвиговых структур (такой нет в центральной части УЩ), а при последующем постколлизии растяжении — в сильном нарушении верхней части литосферы и ее плавлении, в результате чего образовался Коростенский плутон габбро-анортозитов и гранитов рапакиви. Формирование плутона повлияло на строение коры в районе на десятки километров в виде поднятия подошвы земной коры [Bogdanova et al., 2006].

Столкновение Фенноскандии и Волго-Сарматии 1,8—1,7 млрд лет назад привело к формированию Центрально-Белорусской шовной зоны (ЦБШЗ), в которую вошел образованный 2,0—1,9 млрд лет назад Осницко-Микашевичский пояс протяженностью до 1000 км. В пределах УЩ пояс представлен только небольшой своей частью, ограниченной с юго-востока Сущано-Пержанской зоной разломов. Он сложен в основном гранитами, гранодиоритами и диоритами, а также небольшими интрузиями основного и ультраосновного состава осницкого комплекса.

В позднем протерозое на ЦБШЗ, в том числе на Осницко-Микашевичский пояс, был наложен Воыно-Оршанский прогиб, юго-западная часть которого в пределах Украины называется Воыно-Полесским вулканоплутоничес-

ким поясом [Геотектоника ..., 1990]. Формирование прогибов на месте шовных зон, разделяющих Фенноскандию, Сарматии и Волго-Уралию, отмечает этап позднепротерозойской активизации и рифтообразования — начало распада Родинии.

Этот краткий обзор показывает, что период между 2,05 и 1,83 млрд лет назад характеризовался достаточно сложной геодинамикой литосферы УЩ, различной в западной и центральной частях. Тектонофизическое изучение гранитоидов трех разных, но практически разновозрастных [Геохронология ..., 2008] массивов — Новоград-Воынского (житомирский комплекс), Уманского (уманский комплекс) и Новоукраинского (новоукраинский комплекс) — позволяет высказать ряд предположений, в каком относительном положении (угловом соотношении) могли находиться эти массивы, а значит, западная и центральная части УЩ в период 2,05—2,02 млрд лет назад.

С этой целью в 2013—2014 гг. автором было выполнено тектонофизическое изучение трещинных и линейных структур гранитоидных массивов: Уманского в бассейне р. Уманка (г. Умань, сс. Городецкое, Пиковец, Гродзево, Герженювка, Сушковка) и р. Ятрань (сс. Заячковка, Коржова, Дубова) и Новоград-Воынского в бассейне р. Случь (г. Новоград-Воынский, сс. Чижовка, Вербовка, пгт Городница), причем основное внимание уделялось деформационным структурам, возникшим во время остывания массивов, т. е. отражающим время их формирования. Аналогичные исследования в пределах Новоукраинского массива были выполнены в 2010 г. в бассейне рр. Черный Ташлык, Плетенный Ташлык, Сутокля, Савокля, Грузская, в пос. Новоукраинка и др. [Гинтов, Мычак, 2012] (рис. 1) и дополнены автором впоследствии.

Методически полевые работы представляли собой обычно используемый автором набор приемов, состоящих в измерении элементов залегания максимального количества хрупких трещин, выявлении и фиксации стабильно встречающихся закономерных сочетаний (структурных и динамометаморфических парагенезисов), исследовании морфологических и других особенностей трещин и околотрещинного пространства — притертости, взаимоотношений со структурно-текстурными элементами пород, наличия следов подвижек на плоскостях трещин, амплитуды смещения маркеров и величины их искривления вблизи разрывов, характера перекристаллизации материала [Беличенко, Гинтов, 1996].

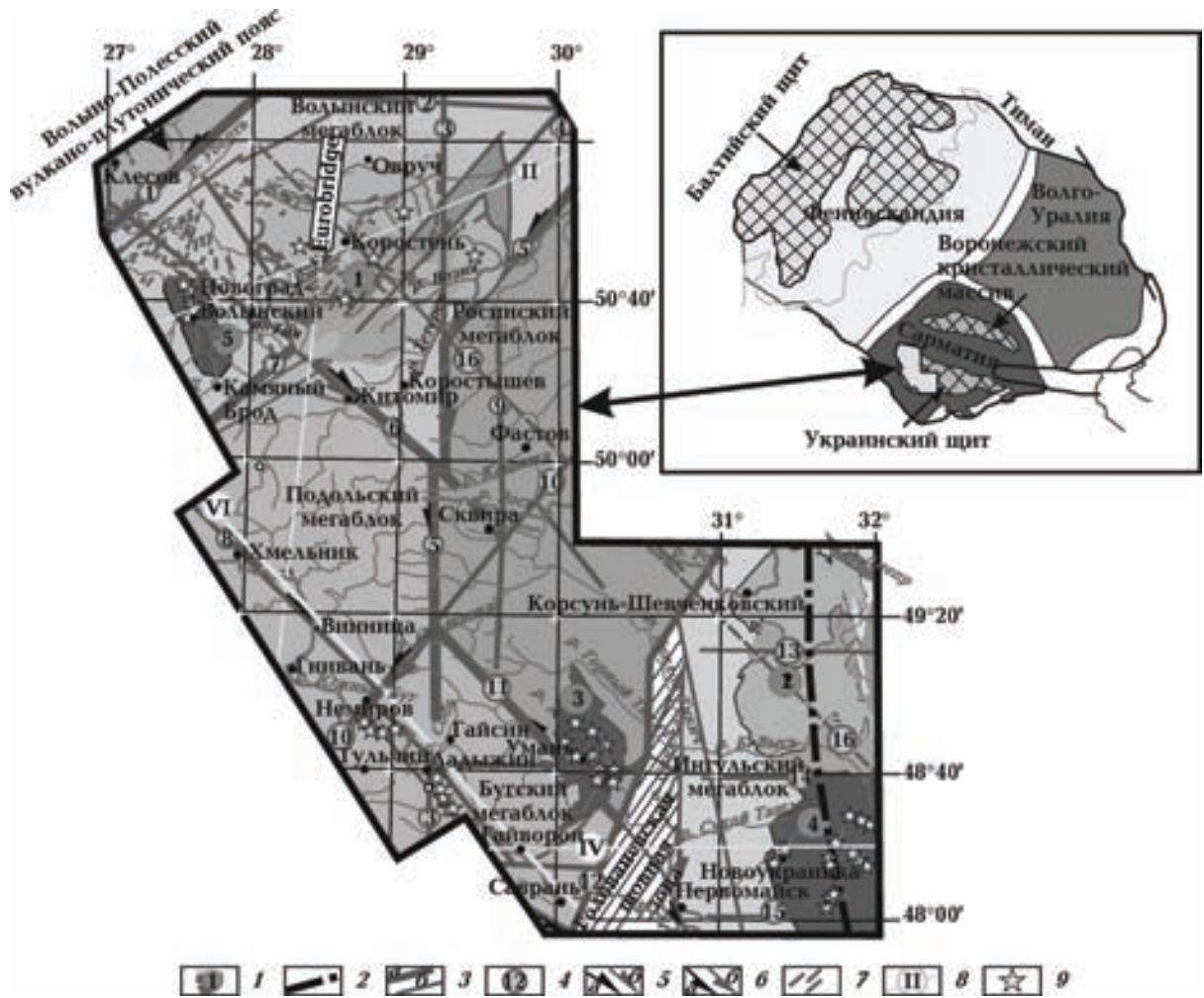


Рис. 1. Обзорная схема мегаблоков западной и центральной частей Украинского щита [Щербак и др., 2005; Геохронология ..., 2008; Гинтов, Пашкевич, 2010; Гинтов, Мычак, 2011, 2012, 2014; Гинтов 2014; Vogradova et al., 2012]; 1 — номера плутонов и массивов (1 — Коростенский плутон, 2 — Корсунь-Новомиргородский плутон, 3 — Уманский плутон, 4 — Новоукраинский массив, 5 — Новоград-Волынский массив); 2 — межрегиональный тектонический шов Херсон—Смоленск; 3 — разломы (а — межмегаблоковые, б — внутримегаблоковые); 4 — зоны разломов (1 — Суцано-Пержанская, 2 — Полесская, 3 — Звиздаль-Залесская, 4 — Ядлово-Трактемировская, 5 — Чернобыльская, 6 — Сарненско-Варваровская, 7 — Тетеревская, 8 — Хмельникская, 9 — Брусиловская, 10 — Немировская, 11 — Ташевская, 12 — Тальновская, 13 — Смелянская, 14 — Субботско-Мошоринская, 15 — Бобринецкая, 16 — Центральная); 5 — правый сдвиг (а — во время заложения, б — во время главной фазы активизации); 6 — левый сдвиг (а — во время заложения, б — во время главной фазы активизации); 7 — дайки; 8 — геотраверсы; 9 — точки тектонофизических наблюдений.

Всего в ходе работ на Уманском массиве выполнен 781 замер элементов залегания трещин и линейных элементов, Новоград-Волынском — 572 замера, Новоукраинском — 2044 замера (табл. 1, рис. 2).

Уманский массив расположен в пределах зоны сочленения Бугского и Росинского мегаблоков (см. рис. 1) и занимает значительную площадь в западной части УЩ (около 1600 км²). В восточной части Уманского массива проходит Тальновская зона разломов, которая ограничи-

вает Голованевскую шовную зону с запада, отделяя граниты побужского и звенигородского комплексов от пород Уманского массива. В западном крыле Тальновской зоны разломов породные комплексы Уманского массива значительно слабее деформированы, чем породы звенигородского и побужского комплексов в центральной зоне и в восточном крыле. Различия в степени деформированности породных комплексов, находящихся по разные стороны осевой части Тальновской зоны разломов, могут свиде-



Рис. 2. Деформационные структуры в гранитоидах Уманского (*a* — трещиноватость, *б* — линейность) и Новоград-Волынского (*a* — трещиноватость, *б* — трахитоидность) массивов (1 — во время остывания, 2 — молодая трещина).

тельствоваться либо о разном времени деформации, либо о разной глубинности деформационных процессов. В обоих случаях время заложения Тальновской зоны разломов должно быть древнее возраста гранитоидов уманского и звенигородского комплексов ($\geq 2,1$ млрд лет).

Граниты уманского комплекса массивные, имеют порфириовидную структуру, голубовато-серую окраску со светло-серыми порфиробластами калиевого полевого шпата (КПШ).

Массив уманских гранитов вплотную соприкасается с полем развития собитов, и даже внешне гайсинские порфириовидные граниты неотличимы от уманских. "Уже один только этот факт дает основание предполагать общность происхождения гранитоидов обоих комплексов за счет палингенезиса эндербитов" [Щербаков, 2000].

Новоград-Волынский массив расположен в пределах Волынского мегаблока (см. рис. 1) в бассейне р. Случь ниже и выше по течению г. Новоград-Волынский. Массив сложен средне- и равномернозерныстыми биотитовыми гранитами, сменяющимися на отдельных участках низкощелочными гранитами, близкими к плагиогранитам, гранодиоритам до тонолитов (житомирский комплекс). Текстура пород изменяется от массивной до грубо- и тонкополосчатой с чередованием хорошо выраженных полос лейко- и мезократового состава мощностью 1—2 см [Козлов, 1985].

Северная часть массива представлена среднезерныстыми серыми гранитами, содержащими порфириовидные вкрапленники КПШ. По

направлению к центральной части массива граниты становятся меланократовыми, количество вкрапленников в них увеличивается, а размеры уменьшаются. В центре г. Новоград-Волынский на правом и левом берегу р. Случь породы приобретают отчетливую трахитоидную текстуру и розовую окраску, удлинение вкрапленников возрастает до 3 : 1 и 4 : 1.

В окрестностях Новоград-Волынского наблюдаются дайки плагиопорфиров дацит-риолитового состава новоград-волынской толщи тетевской серии возрастом 2087 ± 16 млн лет. Последние секутся жилами гранитов житомирского комплекса, возраст которых составляет 2056 ± 15 млн лет.

Недалеко от пгт Городница в 1986 г. при заверке магнитной аномалии были впервые вскрыты щелочно-ультраосновные породы, которые образуют штокоподобное тело диаметром 300 м, названное Городницкой интрузией. В результате этой находки был выделен самостоятельный городницкий комплекс щелочно-ультраосновных пород. Щелочно-ультраосновный магматизм проявился во временном интервале от 2014 до 2051 млн лет. Об этом свидетельствуют данные, полученные К-Аг методом по породообразующим амфиболам ранней генерации из щелочно-ультраосновных пород Городницкой интрузии (более 2 млрд лет) [Цымбал и др., 2014].

Характер и условия формирования трещиноватости в породах Уманского и Новоград-Волынского массивов. Породы изучае-

Т а б л и ц а 1. Количество изученных деформационных структур в пределах Уманского, Новоград-Волынского и Новоукраинского массивов

Элементы залегания	Уманский массив (Росинский мегаблок)	Новоград-Волынский массив (Волынский мегаблок)	Новоукраинский массив (Ингульский мегаблок)
Мезотрещины	719	572	1793
Линейность*	55	—	—
Зеркала скольжения	7	7	33
Трахитоидность**	—	27	251

*Субпараллельное расположение вытянутых структурных элементов в горных породах, которые могут быть представлены призматическими или игольчатыми кристаллами, вытянутыми скоплениями зерен, удлиненными обломками, шарнирами мелких складок, полосчатостью.

**Разновидность параллельной текстуры полнокристаллических пород, обусловленная субпараллельным расположением длинностолбчатых индивидов полевого шпата в одной плоскости.

рых массивов характеризуются достаточно густой трещиноватостью. В основном трещины сколового типа: прямолинейные с гладкими стенками. Борозды скольжения и глинки трения чрезвычайно редки, что свидетельствует о малых амплитудах смещения вдоль плоскостей сколов.

Изучение напряженного состояния пород в данных условиях позволяет автору судить о кинематических и реологических параметрах деформационных процессов, которые происходили в пределах изучаемой территории.

На рис. 3, а приведены графики распределения общего количества парагенетических ассоциаций трещин Уманского и Новоград-Волынского массивов. Графики имеют четкие максимумы с близкими значениями углов скальвания.

Исходя из того, что угол скальвания α_0 при деформации горных пород $30 \pm 5^\circ$, угол θ между парагенетически связанными трещинами равен: между сколами Риделя $\theta = 2\alpha_0 = 50 \div 70^\circ$, между L- и L'-сколами $\theta = 85 \div 90^\circ$, между L- и L'-сколами и трещиной отрыва Т $40 \leq \theta \leq 50^\circ$. Анализ стереограмм парагенезисов на рис. 6 показывает, что при остывании Уманского и Новоград-Волынского массивов чаще всего формировались парагенезисы L-L', L-R' (или L'-R), R-R'.

С помощью параметров α_0 и q построен график глубинности деформационных процессов в пределах Уманского и Новоград-Волынского массивов. На рис. 3, б кривые 1—3 отражают зависимость параметров q и α_0 от глубины H при дополнительном сжатии, а кривые 4—7 — при дополнительном растяжении и при условии, что деформируемые горные породы имеют ту же температуру, что и окружающая земная кора. Температурный градиент $50 + 20H$ °С характерен для докембрия, а $10 + 10H$ °С — для современной коры УЩ.

Рассмотрим полученные результаты.

Сжатие. Кривая 1 пересекает полосу 25° в пределах зоны хрупкого деформирования (I₁), а полосы $30—31^\circ$, как и кривые 2 и 3, — за пределами квазихрупкого деформирования (II₁). Следовательно, при сжатии и температуре массива от 0 до 150 °С и выше углы скальвания $30—35^\circ$ могли возникать только в условиях квазихрупкости.

Растяжение. Кривые 4—7 пересекают полосы $25—35^\circ$ в пределах зон хрупкого и квазихрупкого разрывообразования. Поскольку явных признаков пластической деформации в пределах Уманского и Новоград-Волынского массивов при трещинообразовании не наблюдается, можно предположить, что углы скальвания

не превышали 35° и при растяжении все трещины формировались в оптимальных условиях хрупкости и квазихрупкости. Углы скальвания 25° характерны также и для условий сжатия, но они наблюдаются в минимальном количестве, поэтому предпочтение следует отдать условиям растяжения.

Для образования трещин с углом скальвания 25° благоприятной была глубина $1—2$ км, а для трещин с углами скальвания $30—35^\circ$ — глубина $2—3$ км. Учитывая, что обе группы трещин наблюдаются на одном эрозионном срезе, можно допустить, что формирование обеих групп трещин происходило на одной глубине ($1—3$ км), но при разной температуре и с временным интервалом, потребовавшимся для остывания массива.

Таким образом, все изученные структуры относятся к деформационным элементам первого и второго глубинных уровней деформации консолидированной коры, сформировавшихся в условиях растяжения при остывании гранитоидных массивов.

Ориентация главных осей нормальных напряжений в породах Уманского, Новоград-Волынского и Новоукраинского массивов и условия их формирования. В изучаемых массивах 90 % измеренных трещин имеют субвертикальное падение (угол падения $65—90^\circ$), а 10 % относится к наклонным ($< 65^\circ$). Это свидетельствует о том, что процесс формирования и деформирования массивов связан с напряженно-деформированными состояниями, при которых плоскости σ_1 и σ_3 могли быть как субгоризонтальными, так и наклонными. Для более детального рассмотрения сдвиговых деформационных режимов, сопровождавшихся формированием субвертикальной трещиноватости, последняя представлена в виде стереограммы полюсов (рис. 4, а—в) и графиков распределения азимутов простирания субвертикальных трещин (рис. 5).

На гистограмме частоты встречаемости азимутов простирания субвертикальных сколовых трещин в гранитах Уманского массива (см. рис. 5) выделяются пять основных максимумов А (9°), В (19°), С (94°), D (299°), Е (321°). Для Новоград-Волынского массива характерны четыре основных максимума: А (69°), В (94°), С (306°), D (332°). Для Новоукраинского массива — девять: А (289°), В (319°), С (338°), D (14°), Е (36°), F (49°), G (69°), H (82°), I (304°).

Максимумы В и D на Уманском массиве соответствуют сколам Риделя, а максимум С — трещинам отрыва Т. В соответствии с этим суб-

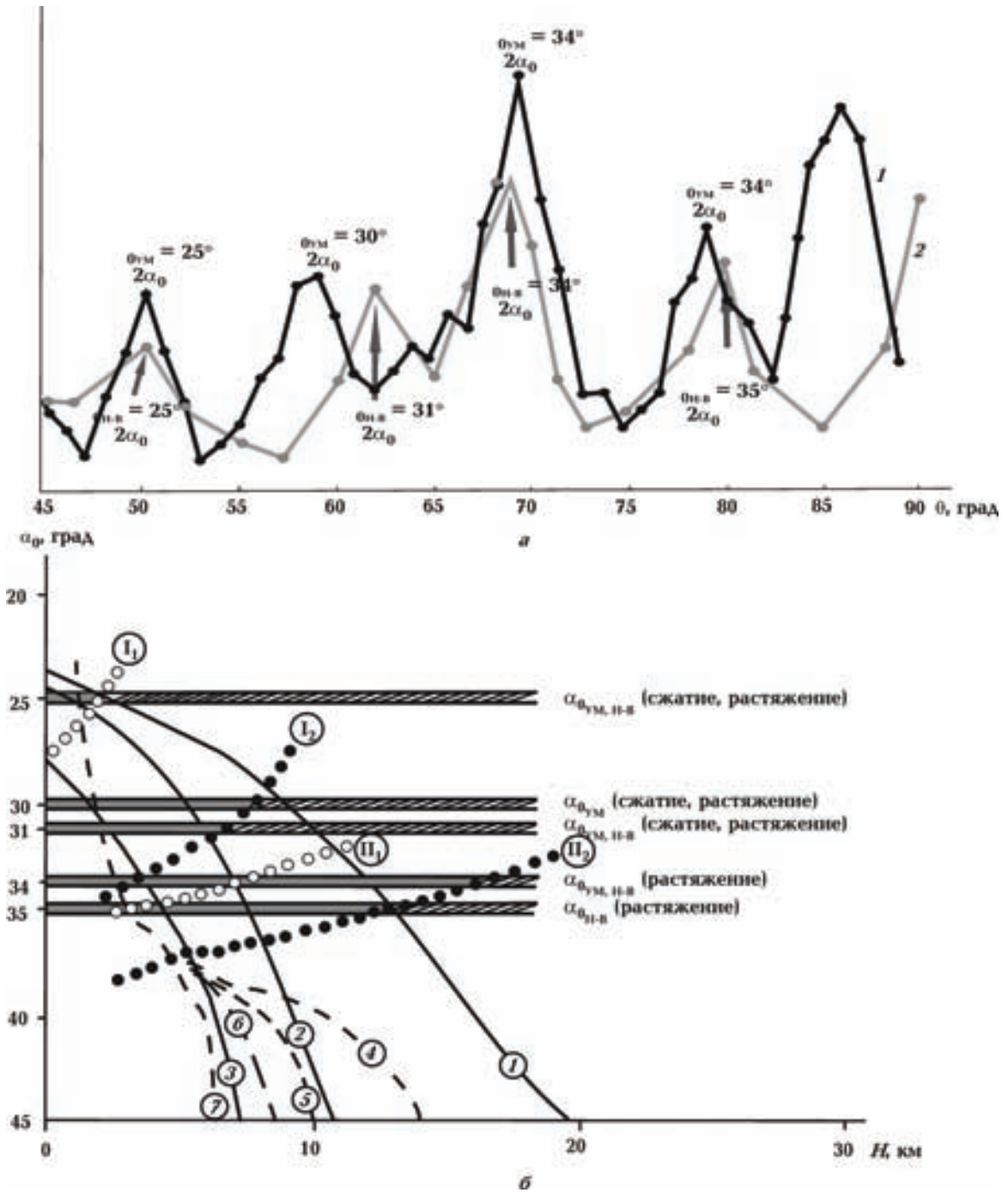


Рис. 3. График частоты встречаемости парагенезисов трещин с углами $\theta = 2\alpha_0$ и $\theta = 45^\circ + \alpha_0$ для Уманского (1) и Новоград-Волынского (2) массивов (а), б — определение характера действующих сил и глубинности деформационных процессов в пределах Уманского и Новоград-Волынского массивов с помощью параметров α_0 и q [Гинтов, 2005]. Кривые $\alpha_0 = f(H)$ рассчитаны для различных температурных градиентов при сжатии $t^\circ = (10 + 10H)^\circ\text{C}$ (1), $(50 + 20H)^\circ\text{C}$ (2), $(200 + 20H)^\circ\text{C}$ (3) и растяжении $t^\circ = (10 + 10H)^\circ\text{C}$ (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 [Шевчук, 2005; Исай, 1989]. Границы К. Моги [Могі, 1966], разделяющие области хрупкости и пластичности (квазихрупкости и квазипластичности [Шевчук, 2005; Исай, 1989]): Π_1 — при сжатии, Π_2 — при растяжении. Штриховкой показаны полосы значений α_0 по данным полевых определений; серой заливкой — участки пересечения полос α_0 с зонами хрупкого трещинообразования в условиях растяжения.

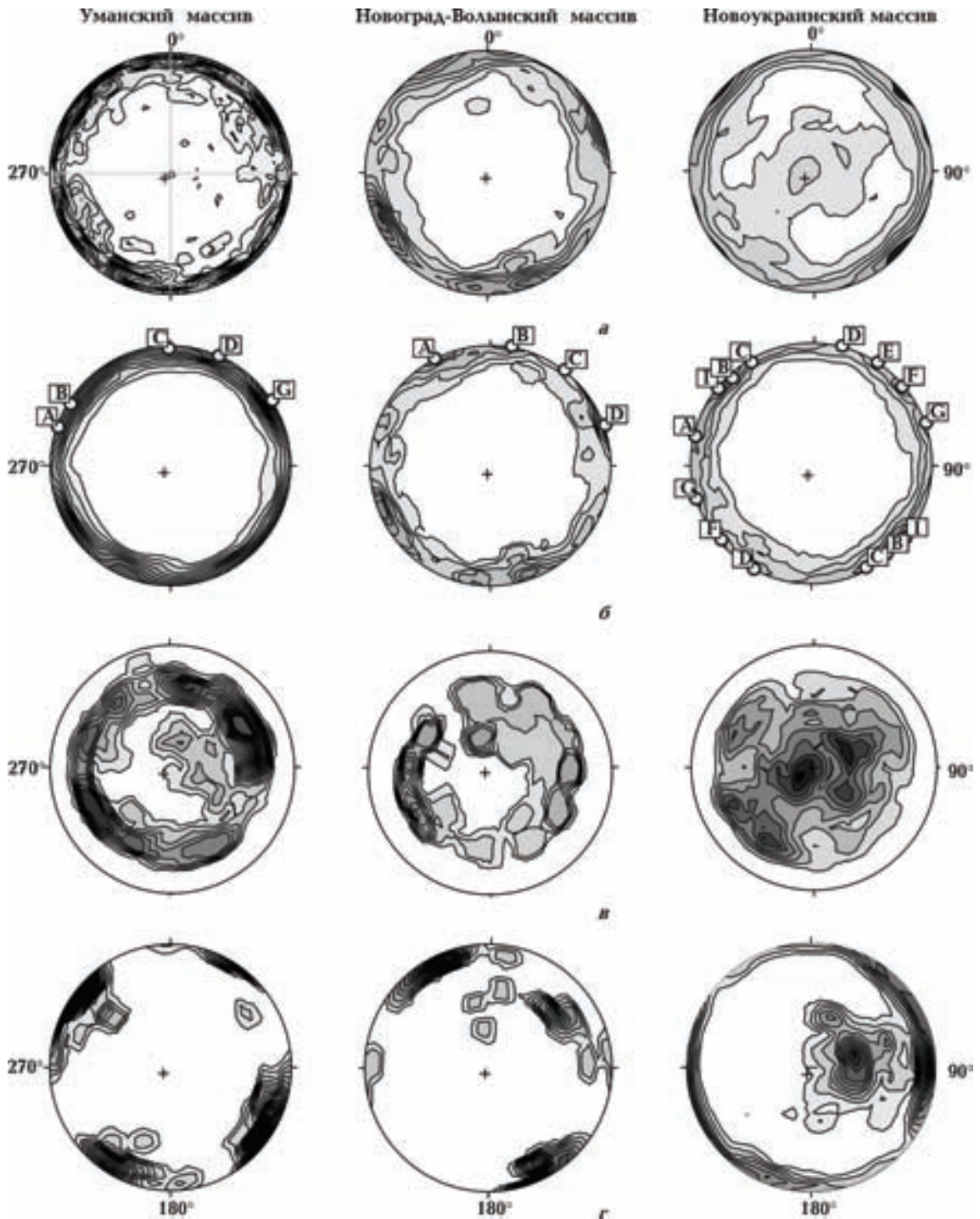


Рис. 4. Результаты измерений элементов залегания трещин и линейных структур в пределах Уманского, Новоград-Волынского и Новоукраинского массивов: *a*—*в* — стереограммы азимутов падений (*a* — общие стереограммы субвертикальных и пологопадающих трещин, *б* — крутопадающих трещин ($> 70^\circ$), *в* — пологопадающих трещин ($< 70^\circ$)); *г* — стереограмма линейности в уманских гранитах и осевых плоскостей крупных кристаллов полевого шпата в трахитоидных гранитах Новоукраинского и Новоград-Волынского массивов. Латинские буквы — полюсы групп субвертикальных трещин.

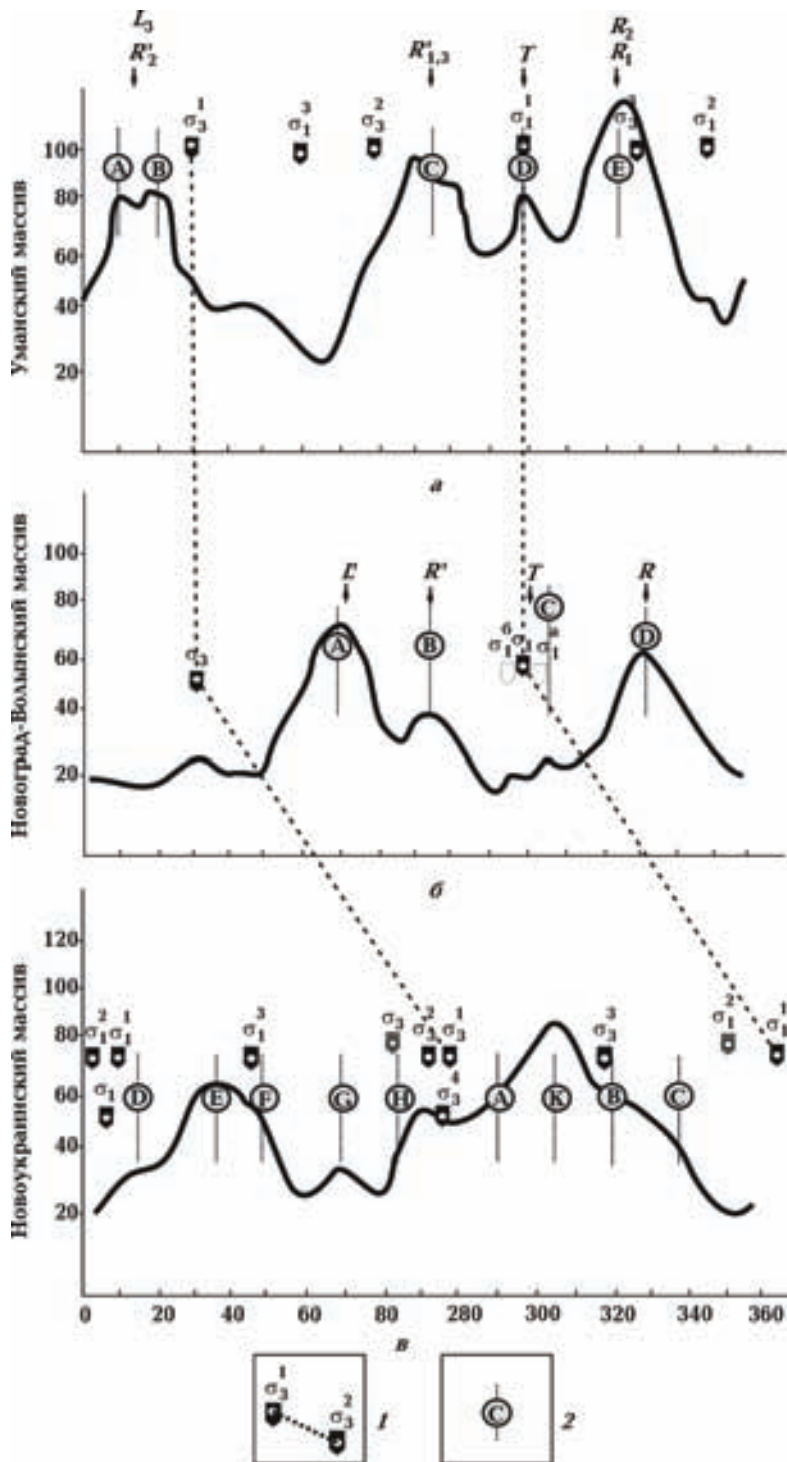


Рис. 5. Графики частоты встречаемости азимутов простирания субвертикальных трещин в Уманском (а), Новоград-Волыньском (б) и Новоукраинском (в) массивах УЩ и оси главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3 на разных этапах деформаций: 1 — угловое смещение одновозрастных осей σ_1 и σ_3 ; 2 — максимумы частоты встречаемости азимутов простирания субвертикальных трещин.

горизонтальная ось сжатия σ_1 ориентирована по азимуту 300° , а субгоризонтальная ось растяжения — по азимуту 30° . Максимум А не рассматривался, так как трещиноватость с азимутами простирания $15\text{--}30^\circ$ могла образоваться значительно позже: аналогичный максимум наблюдается на диаграмме азимутов простираний трещиноватости в габбро-анортозитах Корсунь-Новомиргородского плутона [Гинтов, Мычак, 2014].

Как и в пределах Уманского массива, на диаграмме азимутов простираний трещиноватости в гранитоидах новоград-волынського типа максимумы А и D соответствуют сколам Риделя, а максимум С — трещинам отрыва. Максимум А отражает широкое развитие на участке L' -сколов. Определение ориентировки субгоризонтальной оси сжатия по сколам Риделя и по R- и L' -сколам дает несколько разный результат: в первом случае ось σ_1 имеет азимут 305° , во втором — 297° . Средний азимут ориентации оси σ_1 составляет 301° , соответственно, ось σ_3 ориентирована по азимуту 31° .

Параллельно с замерах трещиноватости автором проводились измерения элементов залегания призматических кристаллов полевого шпата размерами от 1 до 10 см, формирующих трахитоидную структуру новоукраинских и житомирских гранитов (рис. 4, г). В пределах Уманского массива была изучена линейность. Трахитоидная структура "чутко" реагирует на деформационные процессы, происходящие в массивах как во время, так и после становления — образование структур течения и вращения, переориентировка призматических кристаллов у сколовых трещин и др. Пересечение сколами и мезотрещинами призматических кристаллов встречается достаточно редко. Основная масса трещин образовалась в достаточно высокотемпературных условиях.

Результаты определения напряженно-деформированных состояний Уманского и Новоград-Волинского гранитоидных массивов во время их остывания показывают, что оба массива, расстояние между которыми 250—300 км, формировались в едином региональном поле тектонических напряжений $\sigma_1 — 301/00^\circ$, $\sigma_3 — 31/00^\circ$, $\sigma_2 — \perp$ (уманско-новоград-волинский этап), т. е. ~ 2,05 млрд лет назад занимали друг относительно друга, скорее всего, то же положение, что и в настоящее время (имеется в виду расстояние между ними и угол между их ориентацией). Следовательно, Волинский и Росинский мегаблоки составляли в то время единую монолитную структуру УЩ.

Поля тектонических напряжений также определялись по стереограммам зеркал скольжения в Уманском массиве и парагенетически связанных групп трещин в обоих массивах (рис. 6). По парагенезисам трещин Новоград-Волинского массива определено поле напряжений $\sigma_1 — 308/08^\circ$, $\sigma_3 — 208/08^\circ$, $\sigma_2 — 70/60^\circ$, которое достаточно близко к полю уманско-новоград-волинского этапа, определенному по графикам частоты встречаемости. По зеркалам скольжения в пределах Уманского массива определена главная ось сжатия $\sigma_1 — 121/07^\circ$, а по парагенезисам трещин — ось растяжения $\sigma_3 — 219/06^\circ$, также близкие к соответствующим осям напряжений уманско-новоград-волинского этапа. Таким образом, поле тектонических напряжений уманско-новоград-волинского этапа определено достаточно надежно, причем, как обычно, предпочтение отдается полю, установленному по гистограммам частоты встречаемости, так как они основываются на наиболее массовых замерах.

Для того чтобы хотя бы приближенно составить представление об относительном положении западной и центральной частей щита, т. е. Волинского и Росинского мегаблоков по отношению к Ингульскому, необходимо сравнить геометрию полей напряжений этих мегаблоков на одном и том же отрезке геологического времени. Новоукраинский массив, имеющий одинаковый возраст с Уманским и Новоград-Волинским, образовался на херсон-смоленском этапе, поэтому интерес представляет характер напряженно-деформированного состояния этого массива. На рис. 5 представлена диаграмма частоты встречаемости азимутов простирания субвертикальных трещин Новоукраинского массива. Азимуты ориентации главных осей σ_1 и σ_3 (херсон-смоленский этап) составляют 352 и 82° (максимумы Е и I). Однако в работе [Гинтов, Мычак, 2012] эти азимуты определены соответственно 8 и 278° , т. е. различаются на 16° . Это может быть объяснено погрешностями в идентификации сколов. Хотя и в том, и в другом случае мы имеем дело с региональными субширотным растяжением и субмеридиональным сжатием, действовавшими в Ингульском мегаблоке ~ 2 млрд лет назад. За основу автором принято поле напряжений херсон-смоленского этапа в соответствии с работой [Гинтов, Мычак, 2012].

После херсон-смоленского этапа в пределах Ингульского мегаблока следовали лелековский ($\sigma_1 — 03/00^\circ$, $\sigma_3 — 273/05^\circ$), кировоградский ($\sigma_1 — 49/00^\circ$, $\sigma_3 — 319/00^\circ$) и региональный

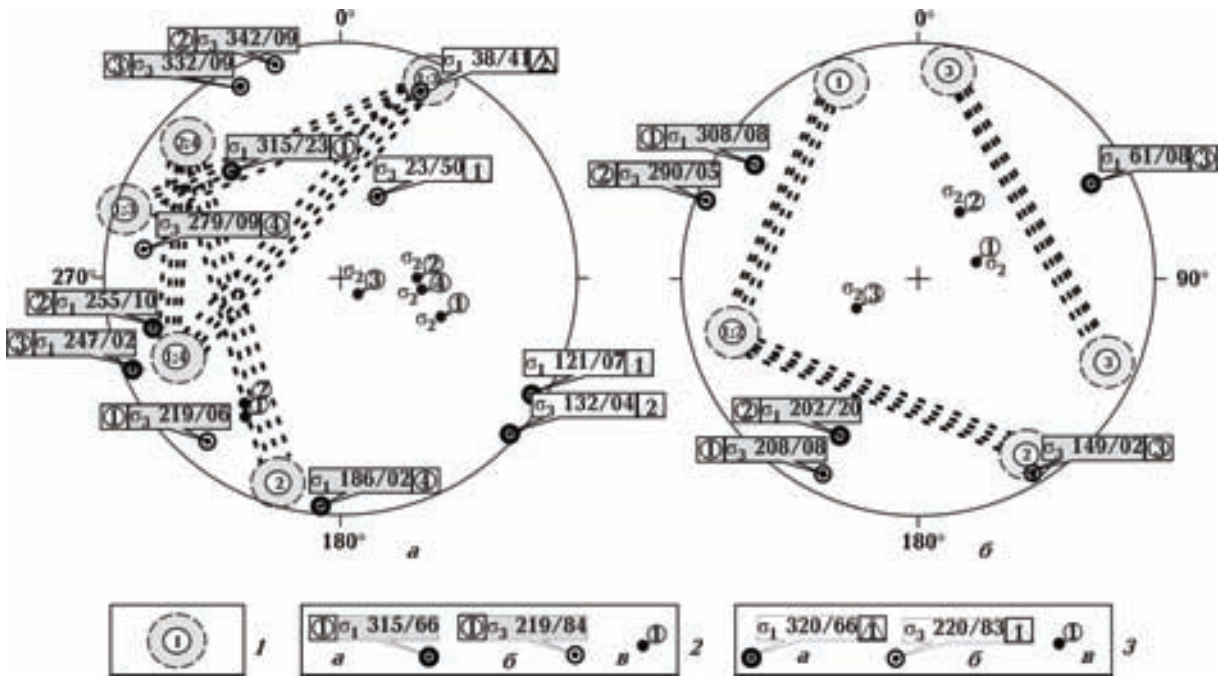


Рис. 6. Стереограммы полюсов парагенетически связанных групп трещин Уманского (а) и Новоград-Волинского (б) массивов и оси главных нормальных напряжений по данным интерпретации парагенезисов трещин и зеркал скольжения: 1 — центры групп парагенетических связей трещин, 2 — парагенезисы трещин (а — σ_1 , б — σ_3 , в — σ_2), 3 — зеркала скольжения (а — σ_1 , б — σ_3 , в — σ_2).

субботско-мошоринский (σ_1 — $315/00^\circ$, σ_3 — $45/00^\circ$). Последний этап охватил всю территорию Украины и прилегающие районы, поэтому не мог не отразиться на деформации Новоукраинского массива. Действительно, на рис. 5 максимумы D и G соответствуют сколам Риделя, не использованным в выделении херсон-смоленского этапа, и они могут отражать проявление более позднего субботско-мошоринского.

Таким образом, по результатам тектонофизических исследований получены два разновозрастных этапа деформации земной коры и соответствующих полей напряжений западной и центральной частей УЩ, сопровождавших формирование и остывание гранитоидных массивов. Учитывая региональный характер этих полей, можно делать определенные выводы о кинематике мегаблоков УЩ на этих этапах.

Дискуссия. Сравнивая напряженно-деформированные состояния трех рассмотренных массивов, можем сделать два, пока альтернативных, предположения. Региональные поля тектонических напряжений, проявленные ~ 2,05 млрд лет назад в западной и центральной частях УЩ, резко различны: ориентация субгоризонтальных главных осей σ_1 и σ_3 на уманско-новоград-волинском и херсон-смоленском этапах раз-

личается на 67 — 68° . Это может быть связано со следующим: 1) в промежутке между 2,02—2,05 млрд лет назад региональное поле тектонических напряжений резко изменилось, 2) региональное поле на этом временном отрезке было стабильным, а западная и центральная части щита, разделенные Голованевской шовной зоной, были повернуты друг относительно друга, по сравнению с современным положением, на 67 — 68° .

Рассмотрим оба варианта более подробно.

В работе [Гинтов, 2014] на основе опубликованных реперных радиогеохронологических данных уточнен возраст этапов разломообразования в пределах УЩ. Было установлено, что зоны разломов немировского этапа деформируют гранитоиды житомирского и осницкого комплексов, т. е. их возраст не древнее этих гранитоидов и составляет, с учетом других дополнительных данных порядка 1,99 млрд лет. Это сблизило возрасты немировского и лелековского этапов и показывает, что оба этапа могут быть кинематически объединены, так как на обоих этапах восстановлено единое палеополе тектонических напряжений σ_1 — $03/00^\circ$, σ_3 — $273/00^\circ$, σ_2 — \perp , и зоны разломов лелековского этапа имеют одинаковые элементы залегания и ки-

нематическую характеристику с зонами разломов немировского этапа [Гинтов, 2005; Гинтов, Мычак, 2012]. Однако в работе [Гинтов, 2014] такое объединение сделано не было, что, как считает ее автор (устное сообщение), было ошибкой. Возрастное размещение лелековского этапа после кировоградского, а не перед ним, было недостаточно обоснованным, так как строилось только на результатах изучения зоны сочленения Лелековской и Кировоградской зон на локальном участке по р. Ингул в Кировограде. Здесь структуры правого подворота, соединяющие обе зоны, с одинаковой вероятностью могли интерпретироваться как подвороты Кировоградской зоны под Лелековскую и Лелековской под Кировоградскую.

В приводимой ниже таблице этапов разломообразования (табл. 2) такое объединение сделано. Из него следует, что западная и центральная части УЩ выступали как квазимонолитная структура уже с рубежа 1,99 млрд лет. Действительно, выделенная геофизиками уже давно Центральная зона разломов (см. рис. 1) проходит сквозь Коростенский плутон, Росинский мегаблок и соединяется с Лелековской зоной на юго-востоке, образуя единую зону разломов, которая так и называлась Центральной, хотя геологически ее трудно было подтвердить, так как она перекрыта породами Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. Полностью монолитной структура УЩ, как уже отмечалось, стала перед субботско-мошоринским этапом, но и на немировско-лелековском этапе западная и центральная части были сближены настолько, что Центральная зона разломов пересекла их без значительного смещения. Можно сослаться и на палеомагнитные данные, приведенные В. Г. Бахмутовым в работе [Кировоградский ..., 2013], согласно которым палеомагнитный полюс для габбро-монцитонитов Новоукраинского массива возрастом 2,037 млрд лет хорошо согласуется с палеомагнитными полюсами (по [Elming et al., 2001]) для пород возрастом 2,00 млрд лет Волынского мегаблока.

Следовательно, для периода от 2,5 до 2,0 млрд лет нельзя исключать ни квазимонолитности структуры западной и центральной частей УЩ, ни возможности их перемещения и вращения друг относительно друга.

Рассмотрим табл. 2 более внимательно. В нее внесены также протерозойские этапы разломообразования, предшествовавшие периоду 2,05—1,73 млрд лет и относящиеся к формированию центральной и западной частей щита [Гинтов, 2014]. Первомайский и западно-ингулец-

кий этапы относятся к формированию структуры центральной части УЩ и не имеют аналогов в западной части. Поля напряжений, связанные с ними, достаточно близки (по сути, в пределах точности определения), следовательно, центральная часть щита 2,45 млрд лет назад не испытывала каких-либо значительных дифференциальных поворотов (на локальном уровне). Следующие этапы (тальновский и криворожский), обособившие центральную часть щита (будущий Ингульский мегаблок), также связаны с достаточно близкими полями напряжений, т. е. и 2,30 млрд лет назад центральная часть формировалась без значительных дифференциальных поворотов. Могли быть только повороты всего щита, сдвиговые перемещения по разломам и сближения—раздвиги блоков в одном направлении, что не ведет к смене ориентации главных осей напряжений на различных участках этой части щита.

Продолжая рассмотрение этапов деформации центральной части УЩ, можно видеть, что на херсон-смоленском этапе субширотного раздвига ориентация главных осей поля тектонических напряжений достаточно резко изменилась. Такой же она была и на лелековском этапе, а на кировоградском и субботско-мошоринском этапах оси напряжений приняли диагональную ориентацию. На всех этих этапах при сохранении ориентации осей изменялись деформационные режимы и иногда происходила смена знаков осей (сжатие и растяжение). Следовательно, можно говорить о том, что значительных дифференциальных поворотов в пределах центральной части щита в период 2,45—1,73 млрд лет назад не было.

В западной части щита о подобной стабильности без дифференциальных поворотов блоков можно говорить начиная с немировского этапа, когда и западная, и центральная части стали квазимонолитной структурой.

Из всей этой иерархически построенной системы напряженно-деформированных состояний и кинематических характеристик выпадает уманско-новоград-волинский этап, четко определенное поле напряжений которого не согласуется ни с предыдущими, ни с последующими полями, хотя оно охватывает почти всю западную часть щита — от Бугского до Волынского мегаблоков. Если предположить, что 2,05 млрд лет назад западная и центральная части щита были квазимонолитной структурой, а поле σ_1 — $301/00^\circ$, σ_3 — $31/00^\circ$ возникло спонтанно из-за поворота главных осей на 67° по отношению к полю одновозрастного херсон-смо-

ленского этапа (рис. 7, а), тогда в этом поле должна была бы сформироваться соответствующая система зон разломов с простиранием 340—350 и 70—80°, которой в западной части практически нет (см. рис. 1). Перемещение гранитных массивов и Летичевской зоны на север западного берега Тальновской зоны было не более 150 км.

Конечно, предложенная модель является в определенной мере гипотетической, так как основывается на малом количестве изученных тектонофизическими методами гранитоидных массивов западной части УЩ. В настоящее время уверенно можно утверждать, что 2,05—2,02 млрд лет назад западные мегаблоки (к западу от Голованевской шовной зоны) составляли монолитную группу.

Т а б л и ц а 2. Основные этапы деформации СЗ и центральной части УЩ на временном отрезке 2,45—1,73 млрд лет назад

Время, млрд лет	Западная часть				Центральная часть			
	Этап (зона разломов)	Тип деформации	σ_1 , град	σ_3 , град	Этап (зона разломов)	Тип деформации	σ_1 , град	σ_3 , град
2,45	?		—	—	Первомайский (Первомайская, Звенигородско-Братская)	тр / пр. правый сдвиг	38/285	40/20
2,45	?		—	—	Западно-Ингулецкий (Западно-Ингулецкая)	тр / пр. правый сдвиг	43/308	10/20
2,30	Тальновский (Тальновская)	тр / пр. правый сдвиг	74/328	30/20	Криворожский (Криворожская)	тр / пр. правый сдвиг	64/330	10/20
2,05	Уманско-новоград-вольнский	растяжение	301/31	00/00	Херсон-Смоленский	растяжение	08/278	00/00
1,99	Немировский (Лелековский) (Немировская, Суццано-Пержанская, Тальновская-1, Чернобыльская)	тр / пр. левый сдвиг	03/273	00/00	Лелековский (Немировский) (Лелековская, Нерубаевско-Лозоватская, Новоукраинская)	тр / пр. правый сдвиг	03/273	00/00
	(Сарненско-Варваровская, Хмельникская, Подольская)	правый сдвиг	—	—	(Глодосская, Марьевская)	левый сдвиг	—	—
1,95	?		—	—	Кировоградский (Кировоградская, Новокопачинская, Новопавловская)	тр / пр. правый сдвиг	49/319	00/00
1,85—1,73	Субботско-Мошоринский (Звиздаль-Залесская, Полеская)	тр / тенс правый сдвиг	315/45	00/00	Субботско-Мошоринский (Субботско-Мошоринская, Девладовская, Смелянская, Бобринецкая, Конкская)	тр / тенс правый сдвиг	315/45	00/00
	Коростенский (мнимый)	растяжение	333/63	00/00	Корсунский (мнимый)	растяжение	09/99	00/00

Примечание: тр / пр. — транспрессия, тр / тенс — транстенсия; наименование этапа со словом “мнимый” означает, что восстановленное поле обусловлено не сменой ориентации главных осей, а поворотами блоков в стабильном региональном поле.

Для подтверждения и уточнения предложенной модели необходимо дополнительное масштабное тектонофизическое изучение гранитоидных комплексов возрастом 2,05—2,02 млрд лет. Между тем эта модель неожиданно хорошо согласуется с контурами Северо-Украинского тектоноконцентра, выделенного по геофизическим данным О. Б. Гинтовым еще в 1978 г. [Гинтов, 1978] (рис. 7, б).

Выводы. Сопоставление тектонофизических характеристик западной и центральной частей УЩ показывает, что разновозрастные (2,05—2,02 млрд лет назад) поля тектонических напряжений во время формирования Уманского, Новоград-Волынского (западная часть) и Новоукраинского (центральная часть) массивов резко различны по ориентации главных осей (на 67—68°).

В западной части УЩ отсутствует система зон разломов, которая должна была образоваться в региональном поле тектонических напряжений σ_1 — 301/00°, σ_3 — 31/00°, существовавшем при формировании гранитоидов Уманского и Новоград-Волынского массивов. Отсюда следует вывод, что это поле тектонических напряжений является, по-видимому, мнимым и обусловлено поворотом западной части относительно центральной на 67—68° против часовой стрелки.

Тектонофизические данные также показывают, что в пределах центральной части щита в период 2,45—1,73 млрд лет назад значительных дифференциальных поворотов не было, хотя происходили раздвиговые и сдвиговые перемещения.

В период 1,99 млрд лет западная и центральная части УЩ выступают уже как квазимолитная структура, что подтверждает выделенная геофизиками Центральная зона разломов, которая проходит по Коростенскому плутону, Росинскому мегаблоку и соединяется с Лелековской зоной на юго-востоке, образуя единую зону. Однако, поскольку Центральная зона перекрыта гранитоидами коростенского и корсунь-новомиргородского комплексов, в настоящее время трудно говорить, насколько она деформирована в результате раздвигания, при котором сформировался Корсунь-Новомиргородский плутон.

Для немировского и лелековского этапов восстановлено единое палеополе тектонических напряжений σ_1 — 03/00°, σ_3 — 273/00°, σ_2 — \perp . Зоны разломов лелековского этапа имеют одинаковые элементы залегания и кинематическую характеристику с зонами разломов немировского этапа. Поэтому лелековский этап синхронен с немировским.

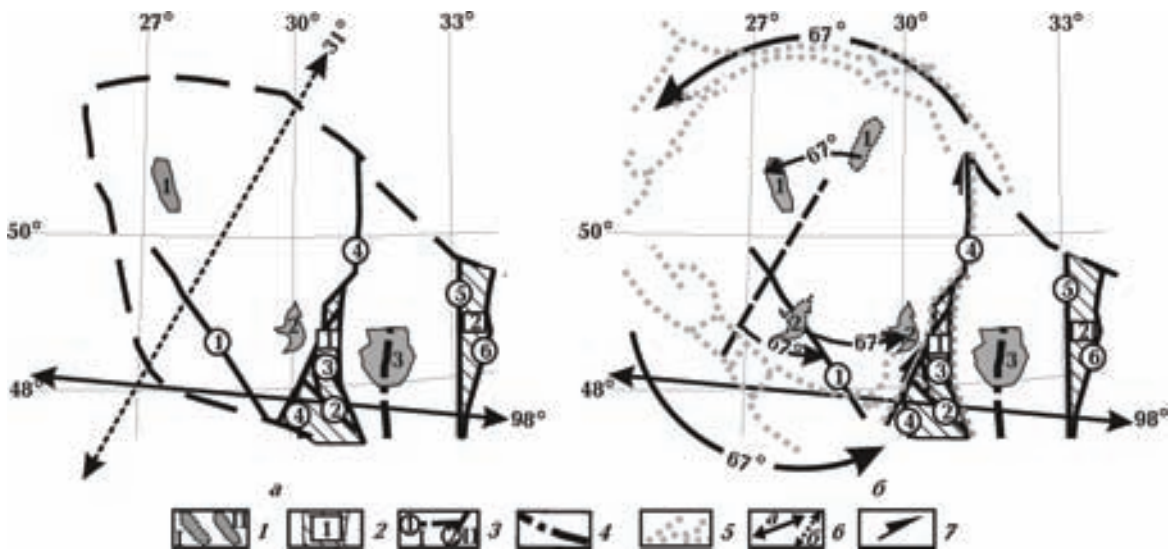


Рис. 7. Два варианта геодинамического процесса в пределах района исследований 2,05—2,02 млрд лет назад по тектонофизическим данным: а — изменение ориентации осей главных нормальных напряжений в пределах западной части УЩ на 67°; б — поворот западной части УЩ на 67° против часовой стрелки: 1 — гранитоидные массивы (I — первичное положение, II — современное положение; цифры в кружках: 1 — Новоград-Волынский массив, 2 — Уманский массив, 3 — Новоукраинский массив); 2 — шовные зоны (цифры в квадратах: 1 — Голованевская, 2 — Ингулецко-Криворожская); 3 — номера зон разломов (I — первичное положение, II — современное положение); 4 — межрегиональный тектонический шов Херсон—Смоленск; 5 — контуры Северо-Украинского тектоноцентра, по [Гинтов, 1978]; 6 — оси напряжения σ_3 (этапы деформирования: а — херсон-смоленский, б — новоград-волынский, уманский); 7 — правый сдвиг.

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. Структуры континентальной земной коры на разных этапах ее развития. Киев: Наук. думка, 1978. 164 с.
- 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 разломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18.
- Гинтов О. Б., Мычак С. В. Взбросы и надвиги в земной коре Кировоградского рудного района и связь с ними уранового оруденения. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 3. С. 84—91.
- Гинтов О. Б., Мычак С. В. Кинематика формирования Украинского щита в период 1,80—1,73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 4. С. 24—36.
- 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., Бакаржилова М. И., Фарфулак А. 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.
- Геотектоника Вольно-Подоллии. Под ред. И. И. Чибаненко. Киев: Наук. думка, 1990. 243 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Под ред. Н. П. Щербака. Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.
- Исай В. М. Реологические свойства консолидированной коры и некоторые закономерности разломообразования (на примере Украинского щита). *Геофиз. журн.* 1989. Т. 11. № 3. С. 40—52.
- Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. Под ред. В. И. Старостенко, О. Б. Гинтова. Киев: Прастьє луды, 2013. 500 с.
- Козлов Г. Г., Свешников К. И. Гранитоидные формации между речья Тетерев—Случь. *Геолог. журн.* 1985. Т. 45. № 2. С. 58—66.
- Цымбал С. Н., Шумлянський Л. В., Степанюк Л. М. Возраст щелочно-ультраосновных пород городницкого и гранитоидов шереметовского комплексов северо-западной части Украинского щита. *Геохронология и геодинамика раннего докембрия (3,6—1,6 млрд лет) евразийского континента. Сборник тезисов Международной научной конференции, посвященной 90-летию академика НАН Украины Н. П. Щербака. Киев, 16—17 сентября 2014 г.* С. 121—122.
- Шевчук В. В., Павлов Г. Г., Кочетов Р. В. Тектонофизические реконструкции на основе предпочтительных ориентировок мегакристаллов полевых шпатов в гранитоидах. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 1. С. 55—62.
- Щербаков И. Б. Эволюция магматизма Украинского щита. *Минерал. журн.* 2000. Т. 22. № 2/3. С. 36—48.
- Bogdanova S., Gintov O., Kurlovich D., Lubnina N., Nilsson M., Orlyuk M., Pashkevich I., Shumlyanskyy L., Starostenko V., 2012. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*. 174, 196—216. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>.
- 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: *European Lithosphere Dynamics*. Geol. Soc., London, Memoirs, 32, 599—628.
- 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.
- Elming S. A., Kravchenko S. N., Layer P., Rusakov O. M., Glevasskaya A. M., Mikhailova N. P., Bachtadze V., 2006. Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$ age determinations of the Ediacarian traps from the south-western margin of the East European Craton,

- Ukraine: Relevance to the Rodinian breakup. *J. Geol. Soc.* 162(6), 131—133.
- Elming S.-A., Mikhailova N. P., Kravchenko S.*, 2001. Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield: new tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian shields. *Tectonophysics* 339, 19—38. doi:10.1016/S0040-1951(01)00032-4.
- Mogi K.*, 1966. Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.* 44, 215—232.

Kinematics of formation of the western and central parts of the Ukrainian shield between 2,05—2,02 Ga ago

© S. V. Mychak, 2015

On the basis of study of Umansk, Novograd-Voolynsk and Novoukrainsk granitoid massif of western and central parts of the Ukrainian shield by tectonophysical methods intensely deformed state of the earth's crust in the period between 2,05—2,02 Ga has been revealed. The single paleofield of tectonic stress for Nemirovsk and Lelekovsk stages has been restored. A refined scale of deformation stages of the northwestern and central part of the Ukrainian Shield in the time interval 2,45—1,73 Ga has been composed. The idea of counter-clockwise turning the western part of the shield relative to its central part during the interval of 2,05—2,02 Ga is being substantiated.

Key words: deformations, fault zones, geodynamics, Ukrainian shield, granitoid massifs.

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). *Geofizicheskiy zhurnal* 18(2), 59—69 (in Russian).
- Gintov O. B.*, 1978. The structures of the continental crust at different stages of development. Kiev: Naukova Dumka, 162 p. (in Russian).
- Gintov O. B.*, 2005. Field tectonophysics and its applications in the study of crustal deformations of Ukraine. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov O. B.*, 2014. Scheme of periodization phases of faulting in the crust of the Ukrainian Shield — the new data and investigation. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(1), 3—18 (in Russian).
- Gintov O. B., Mychak S. V.*, 2012. Reverse faults and thrusts in the crust of the Kirovograd ore district and bond with them uranium mineralization. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(3), 84—91 (in Russian).
- Gintov O. B., Mychak S. V.*, 2014. Kinematics formation of the Ukrainian shield between 1,80—1,73 billion years ago as a result of the study of fracturing rocks Korosten and Korsun-Novomirgorod plutons. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(4), 24—36 (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. *Geofizicheskiy zhurnal* 33(2), 28—45 (in Russian).
- Gintov O. B., Mychak S. V., Orlyuk M. I., Bakarzhieva M. I., Farfulyak L. V.*, 2008. Subboto-sko-Moshorinsky Stage of the Earth's crust deformation of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 30(6), 23—38 (in Russian).
- Gintov O. B., Pashkevich I. K.*, 2010. Tectonophysical analysis and geodynamic interpretation of three-dimensional geophysical model of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(2), 3—27 (in Russian).
- Geotectonics Volyn-Podolia. Ed. I. I. Chebanenko, 1990. Kiev: Naukova Dumka, 243 p. (in Russian).
- Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian shield. Proterozoic, 2008. Ed. N. P. Shcherbak. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).

- Isay V. M., 1989. Rheological properties of the crust and some faulting patterns (for example, the Ukrainian shield). *Geofizicheskiy zhurnal* 11 (3), 40—52 (in Russian).
- The Kirovograd ore area. Deep structure. Tectonophysical analysis. Ore deposits, 2013. Eds V.I. Starostenko, O. B. Gintov. Kiev: Prastye Ludy, 500 p. (in Russian).
- Kozlov G. G., Sveshnikov K. I., 1985. Granitoid formation interfluvial Teteriv—Sluch. *Geologicheskiy zhurnal* 45 (2), 58—66 (in Russian).
- Tsymbal S. N., Shymlyanskaya L. V., Stepanyuk L. M., 2014. Age alkaline-ultramafic rocks Gorodnitsky complex and granitoids Sheremetovsky complex northwestern part of the Ukrainian shield. Geochronology and geodynamics of the Early Precambrian (3,6—1,6 billion years) Eurasian continent. Collection of abstracts of the International Scientific Conference on the 90th anniversary of academician of NAS of Ukraine N.P. Shcherbak. Kiev 16—17 September 2014. 121—122. (in Russian).
- Shevchuk V. V., Pavlov G. G., Kochetov R. V., 2005. Tectonophysical reconstruction on the basis of preferred orientations megacrystals feldspars in granitoids. *Geofizicheskiy zhurnal* 27 (1), 55—62 (in Russian).
- Shcherbakov I. B., 2000. Evolution of magmatism of the Ukrainian shield. *Mineralogicheskiy zhurnal* 22 (2/3), 36—48 (in Russian).
- Bogdanova S., Gintov O., Kurlovich D., Lubnina N., Nilsson M., Orlyuk M., Pashkevich I., Shumlyanskyy L., Starostenko V., 2012. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*, 174, 196—216. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>.
- 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: *European Lithosphere Dynamics*. Geol. Soc., London, Memoirs, 32, 599—628.
- 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.
- Elming S. A., Kravchenko S. N., Layer P., Rusakov O. M., Glevasskaya A. M., Mikhailova N. P., Bachtadze V., 2006. Palaeomagnetism and ⁴⁰Ar / ⁴⁰Ar age determinations of the Ediacarian traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: Relevance to the Rodinian breakup. *J. Geol. Soc.* 162 (6), 131—133.
- Elming S.-A., Mikhailova N. P., Kravchenko S., 2001. Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield: new tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian shields. *Tectonophysics* 339, 19—38. doi:10.1016/S0040-1951(01)00032-4.
- Mogi K., 1966. Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.* 44, 215—232.