

Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. II

© *О. Б. Гинтов, С. В. Мычак, 2011*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 17 ноября 2010 г.

Представлено членом редколлегии *В. И. Старостенко*

У другій частині статті (див. [Гинтов, Мычак, 2011а]) відносно докладно змальовано будову Інгульського мегаблока Українського щита (УЩ) як результат близько 40 фаз деформації, які відбулися більш ніж за 1 млрд років (неоархеї—пізній протерозой). Показано, що більшу частину часу мегаблок зазнавав напружень стиснення при зсуві, а основні фази розтягу були 2,05—1,7 млрд років тому.

Наведено геодинамічну інтерпретацію одержаних матеріалів, відповідно до якої архейський фундамент УЩ був складений з двох мікроплит — західної та східної. В археї вони були на значній відстані одна від одної і розвивалися самостійно, а на межі архею та раннього протерозою з'єдналися. Колізійна зона між мікроплитами виявилась ареною найінтенсивніших процесів тектонотермальної активізації, під час якої сформувалися масиви новоукраїнських, кіровоградських гранітів і Корсунь-Новомиргородський плутон габро-анортозитів і рапаківі.

In the second part of the article (see [Gintov, Mychak, 2011a]) a structure of the Ukrainian Shield (USh) Ingul megablock as a result of about 40 phases of deformation that occurred more than one billion years ago (Neo Archaean—Late Proterozoic) has been described somehow in detail. It is shown that most of the time the megablock experienced compressive stress in shear, and the main phases of extension occurred within 2,05—1,7 billion years ago.

The geodynamic interpretation of the materials has been done, according to which the Archaean basement of the USh was made of two microplates — Western and Eastern. In the Archean they were spaced at a considerable distance and developed independently, and on the border of the Archaean and early Proterozoic they came together. The collisional zone between the microplates was the scene of the most intensive processes of tectono-thermal activation, during which massifs of the Novoukrainian, Kirovograd granites and Korsun-Novomirgorodsky pluton of gabbro-anorthosites and rapakivi were formed.

Зони скальвання и фази деформації Інгульського мегаблока. Основную інформацію о динамике земной коры региона несут фази деформації и связаные с ними зоны скальвання, большинство которых показано на структурно-кинематической карте [Гинтов, Мычак, 2011а, рис. 4]. Рассмотрим вкратце последовательность их образования, начиная с самых древних [Гинтов, Мычак, 2011а, табл. 1].

Самыми ранними, как уже говорилось, в пределах Ингульского мегаблока были емиловский и долгопристанский этапы разломообразования, на которых возникли Емиловская, Врэдиевская и Долгопристанская зоны разломов. Им же отвечают одноименные зоны скальвання с азимутами простиранія 310 и 332°. На догопристанском этапе образовались также Дубиновская, Иосифовская и Маринов-

ская зоны скальвання. Все эти неоархейские зоны скальвання образовались на месте Голованевской шовной зоны еще до формирования Первомайской и Тальновской зон разломов, т. е. шовная зона еще не выделилась в самостоятельную структуру и была восточной частью ДБГП. В зонах скальвання развиты бластомилониты, эндрбито- и гранитогнейсы (иногда относимые к так называемым мигматитам), складки волочения, структуры вращения (рис. 1), образованные в результате динамометаморфизма пород днестровско-бугской и бугской серий.

На емиловском этапе возникли зоны скальвання с азимутом простиранія 310°, детально изученные в Первомайской зоне разломов — (с севера на юг) *Благодатненская, Грушевская, Марьевская, Александровская*, — образован-

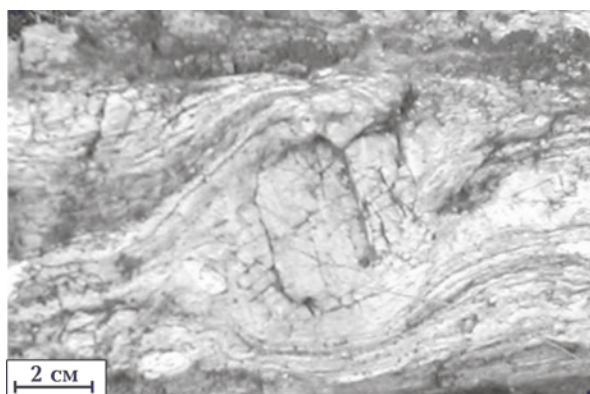


Рис. 1. Долгопристаньская зона разломов. Деформация правого сдвига в эндербито-гнейсе, сопровождающаяся щелочным метасоматозом, вращением и ростом мегакристаллов полевого шпата.

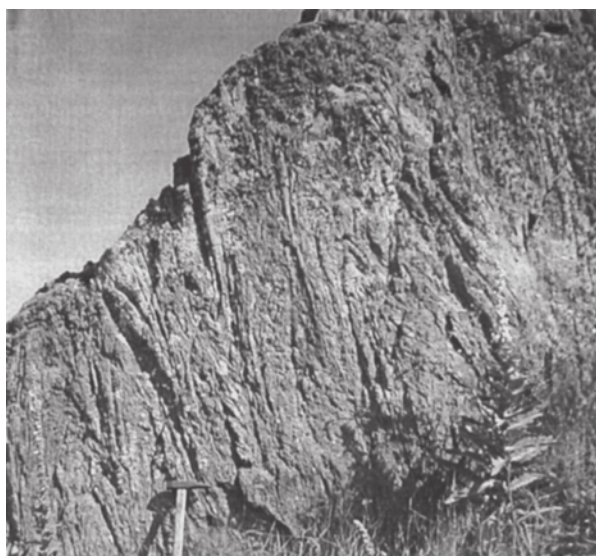


Рис. 2. Изоклиальная складчатость в пироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцах Долгопристаньской зоны разломов.

ных здесь еще до заложения собственных зон скальвания этой зоны.

Следовательно, неоархейский структурный план западной части Ингульского мегаблока определялся достаточно густой сетью левосдвиговых (СЗ 310°) и правосдвиговых (СЗ 332°) зон скальвания со структурами подворота (приразломной складчатостью), образованными породами днестровско-бугской и бугской серий.

На первомайском этапе образовались собственные зоны скальвания Первомайской зоны разломов с азимутом простираения 345° — правосдвиговые *Ольшанская*, *Снухинобродская* и *Константиновская*, положившие начало в конце архея — начале раннего протерозоя от-

делению западной части УЩ от центральной и восточной (первомайская фаза). *Молдовская* зона скальвания этого же этапа была заложена к западу от них (в центральной части ГШЗ) и не входит в Первомайскую зону. Зоны скальвания первомайского этапа деформируют структуры емиловского и долгопристаньского этапов по типу S-образных подворотов и в целом переформируют структурный план западной части Ингульского мегаблока (тогда еще восточной части ДБГП) с северо-западного на северо-северо-западный.

На этом же этапе была заложена и Звенигородско-Братская зона разломов, представленная *Наглакской-1*, *Песчанобродской* и *Братской* собственными зонами скальвания с азимутом простираения 345°. Вопрос о том, куда относить эти зоны скальвания — к западной или центральной части Ингульского мегаблока — спорный. Многие исследователи относят гнейсово-кристаллосланцевую толщу пород, развитых в этой зоне, к раннепротерозойской ингуло-ингулецкой серии, хотя некоторые признаки указывают на ее сходство с породами бугской серии (гранат-биотитовые, кордиерит-силлиманитовые, пироксен-биотитовые и другие гнейсы и кристаллосланцы). Необходимо отметить, что все эти породы испытали сильный динамометаморфизм, разгнейсование и диафторез с развитием милонитов, бластомилонитов, гранитогнейсов, поэтому их идентификация затруднена. Л. М. Степанюк [Степанюк, 2000], изучавший гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы так называемой зеленолевадовской толщи Среднего Побужья, простирающиеся субпараллельно Звенигородско-Братской зоне приблизительно в 40 км западнее, пришел к выводу, что эти породы имеют метасоматический генезис, т. е. неправильно отнесены к «толще». Автор отмечает, что неоднократный высокотемпературный метаморфизм пород западной части УЩ почти полностью *нивелирует первичные генетические признаки и делает почти невозможной реконструкцию условий их образования и корреляцию различных комплексов*. Следует добавить, что то же относится и к центральной части щита, а в понятие «высокотемпературный метаморфизм» должен входить важный компонент — динамометаморфизм горных пород в зонах разломов.

Для зон скальвания Звенигородско-Братской зоны разломов характерны также более сильные, в сравнении с Первомайской зоной, раннепротерозойские активизационные про-

цессы, связанные со становлением массивов новоукраинских и кировоградских гранитов центральной части мегаблока. Поэтому вопрос, какая из зон разломов — Первомайская или Звенигородско-Братская — разделяет западную и центральную части Ингульского мегаблока, остается, с нашей точки зрения, открытым.

Практически одновременно с первомайским наступили западно-ингулецкий и искровский этапы разломообразования, на которых начала формироваться ИКШЗ.

На западно-ингулецком этапе образовалась одноименная зона скальвания протяженностью более 200 км, вытянутая вдоль меридиана 33° в.д. по азимуту 357° . Из-за плохой обнаженности эта собственная сколовая зона Западно-Ингулецкой зоны разломов прослежена по геофизическим данным как единая и непрерывная, хотя в действительности она может состоять из нескольких субмеридиональных зон. Рассматриваемые зона скальвания и зона разломов отделили восточную часть Ингульского мегаблока, принадлежавшую до этого СПЗП, от участка литосферы (современная центральная часть мегаблока), который располагался в то время между данным поясом и ДБГП. Что представлял собой этот участок, сказать трудно. Есть предположение [Гинтов, Пашкевич, 2010], что на границе AR_3 — PR_1 западная и восточная части УЩ были удалены друг от друга и тогда на месте центральной части могла быть океаническая кора.

Поскольку Криворожско-Кременчугской зоны разломов на западно-ингулецком этапе еще не было, ИКШЗ как самостоятельная структура еще не сформировалась. Однако ее архейский фундамент уже тогда был разбит несколькими зонами скальвания искровского этапа и одноименной фазы субмеридионального простирания ($ССЗ\ 354^\circ$) — *Искровской*, *Чкаловской*, *Николаевской*, *Онуфриевской*. Зоны скальвания представлены бластомилонитами, гранитогнейсами и приразломной складчатостью, образованными в гранитоидах днепровского комплекса. Возраст искровского этапа AR_3 — PR_1 , но несколько моложе западно-ингулецкого. Зон скальвания архейского возраста в западной части Ингульского мегаблока обнаружить не удалось, хотя они установлены в соседнем Среднеприднепровском мегаблоке [Гинтов, 2005].

В пределах рассматриваемого района были установлены также эшелонированные и элементарные сколы с азимутом простирания

северо-запад 345° и падением на северо-восток, близкие по своим кинематическим параметрам первомайскому этапу разломообразования [Гинтов и др., 1990]. Однако установить точно, отражают ли они первомайский этап или являются структурами подворота зон скальвания искровского этапа, пока не удалось.

В середине PR_1 —I (2,4—2,3 млрд лет назад) были заложены зоны скальвания Тальновской и Криворожско-Кременчугской зон разломов, окончательно вычленившие в структуре щита ГШЗ и ИКШЗ. Время заложения Тальновской зоны уточнено в связи с полученными данными о возрасте так называемым савранского комплекса гранитов [Степанюк, 2000], развитого в *Синицовой* зоне скальвания. Эти породы, иногда относимые к так называемым лейкогранулитам, во многих местах представлены грубо- и тонкополосчатыми тектонитами — бластокатаклазитами, бластомилонитами, гранитогнейсами, эндербито-гнейсами, поэтому их радиологический возраст неотделим от возраста процессов динамометаморфизма при образовании Тальновской зоны.

Зоны скальвания Тальновской зоны разломов (с севера на юг): — *Богуславская* (СВ 42° , левый сдвиг), *Веселокутская* (ССВ 7° , правый взресо-сдвиг), *Тальянковская* (СВ 25° , правый сбросо-сдвиг), *Мошуровская* (СВ 42° , левый сдвиг), *Коржовская* и *Заячковская* (ССВ 12° , правый сдвиго-сброс), *Синицовская* (СВ 25° , правый сбросо-сдвиг), *Саботиновская* (ССВ 7° , правый взресо-сдвиг), *Ширяевская* (ССЗ 345° , правый сбросо-сдвиг). Все зоны, кроме первой, четвертой и девятой, собственные для Тальновской зоны разломов, при этом Тальянковская и Синицовская, как самые протяженные (65 и 55 км соответственно), определяют ее общее простирание 20 — 25° . Фаза их заложения названа тальянковской. Веселокутская и Саботиновская зоны скальвания отнесены к веселокутской фазе тальновского этапа, а Коржовская и Заячковская — к коржовской.

Веселокутская фаза деформации проявилась и за пределами Тальновской зоны разломов, а именно при заложении *Гнилотикичской* зоны скальвания, которая рассматривается как северное продолжение Первомайской зоны и западное (на севере) ограничение ГШЗ.

Коржовская фаза деформации проявилась не только при образовании Тальновской зоны разломов. Зоны скальвания этой фазы установлены и в Первомайской зоне разломов. Это (с севера на юг) *Калмазовская*, *Мигийская*, *Ивановская* и *Прибужская* сколовые зоны, за-

картированные раньше, чем Коржовская и Заячковская. Поэтому при описании первомайского этапа разломообразования [Гинтов, Исай, 1988] они были отнесены к калмазовской фазе. Возраст этих зон определить было трудно, тогда как возраст Коржовской и Заячковской устанавливается достаточно определенно по соотношению деформаций эндербитов, звенигородских и уманских гранитов [Гинтов, 2005]. В связи с этим калмазовская фаза переименована в коржовскую.

Богуславская и Мошуровская зоны скальвания (богуславская фаза) были заложены еще до собственных зон Тальновской зоны разломов. Их элементы залегания и тип сдвига близки к таковым межмегаблоковой Немировской зоны. Поэтому богуславская фаза отнесена к немировскому этапу разломообразования (PR₁-I). Ширяевская зона скальвания была заложена в первомайскую фазу также раньше собственных зон скальвания Тальновской зоны разломов.

Образование Тальновской зоны разломов преимущественно правого сдвига привело к обособлению ГШЗ и деформации архейских серий и комплексов ее западного фланга, имевших до этого северо-западное простирание. В полосе шириной от 5 до 15 км между широтами 47°40' — 49°40' они развернуты на север и северо-восток.

Таким образом, на границе неоархея — раннего протерозоя и в раннем протерозое сдвиговые, сбросо- и взбросо-сдвиговые перемещения берегов Первомайской и Тальновской зон разломов привели к отделению восточной окраины ДБГП, переформированию ее разрывной и складчатой структуры и образованию ГШЗ субмеридионального в целом простирания и сложного внутреннего строения. Последнее определяется неоархейскими сдвиговыми процессами вдоль зон разломов и зон скальвания емиловского и долгопристаньского этапов (соответственно СЗ 310° и 332°), на которых сформировалась внутри- и приразломная сжатая (до изоклиальной (рис. 2)) складчатость в гиперстен-плагноклазовых и других гнейсах и кристаллосланцах. Во время неоархей-раннепротерозойских смещений первомайского этапа эти складчатые структуры на востоке ГШЗ развернулись в южных румбах по азимуту СЗ 345°, а в раннем протерозое на тальновском этапе их западные окончания развернулись на север и северо-восток по азимуту 0 — 25 — 40°.

При изучении ГШЗ [Гинтов, Исай, 1988] было установлено, что образование присколовых структур подворота и складок волочения

также сопровождается динамометаморфическим изменением слагающих их горных пород. Интенсивность динамометаморфического преобразования обратно пропорциональна расстоянию от сколовой зоны до изучаемого участка подворотной дуги. В результате оказывается, что практически вся шовная зона представлена тектонитами, на фоне которых выделяются небольшие массивы чарнокит-эндербитов (Токаревский, Тарасовский и др.) и габбро-амфиболитов (Троянковский, Копеньковатский, Чаусовский), почти не- или слабо затронутых процессами динамометаморфизма.

После заложения на криворожском этапе зон скальвания (Криворожской и Комсомольской) Криворожско-Кременчугской зоны разломов (СВ 17°) окончательно сформировалась и ИКШЗ. Интенсивные правые взбросо-сдвиги берегов этой зоны разломов [Гинтов и др., 1990] и активизация правых сдвигов в Западно-Ингулецкой зоне привели к деформации архейского фундамента и формированию внутри- и приразломной складчатости в палеопротерозойских породах криворожской серии. В целом деформационная картина оказалась зеркальным отражением деформаций в ГШЗ, так как здесь архей-палеопротерозойская зона разломов была заложена на западе ИКШЗ, а палеопротерозойская — на востоке.

За исключением пород железорудной формации, прекрасно маркирующих правосдвиговые подворотные структуры и складки волочения в восточном крыле Криворожско-Кременчугской зоны разломов, остальные породные комплексы ИКШЗ слабо магнитноинформативны, поэтому ее внутреннее складчатое строение проявляется не так отчетливо, как в ГШЗ. Вместе с тем разрывные структуры изучены здесь достаточно детально и дают представление о деформациях пород в шовной зоне. На искровском этапе образовались (с севера на юг) *Онуфриевская*, *Искровская*, *Чкаловская*, *Николаевская* зоны скальвания (СЗ 354°), на криворожском этапе (кроме уже названных) — *Омельникская* (СВ 17°). Зафиксировано много эшелонированных и элементарных сколов западно-ингулецкого, искровского и криворожского этапов. Они представлены бластомилонитами, бластокатаклазитами и зонами разгнейсования. Поскольку и пограничные, и внутришовные зоны скальвания имеют субмеридиональное простирание — от ССЗ 354° до ССВ 17° — вся внутренняя архей-раннепротерозойская структура ИКШЗ подчинена этому направлению.

Также, как и на западе, на востоке будущего Ингульского мегаблока западная окраина Среднеприднепровского гранит-зеленокаменного пояса в середине раннего протерозоя была отделена Криврожско-Кременчугской зоной разломов, тем самым окончательно сформировав ИКШЗ.

Важно отметить, что внутренняя структура и ГШЗ, и ИКШЗ формировалась в условиях сдвига *при сжатии*. Следовательно, между ними не мог существовать бассейн осадконакопления, так как это означало бы, что в начале и середине PR_1-I на западе и востоке будущего Ингульского мегаблока были условия растяжения. Это еще раз ставит под сомнение первичноосадочно-вулканогенное происхождение пород ингуло-ингулецкой серии.

Первое зафиксированное тектонофизическими методами широтное растяжение литосферы между ГШЗ и ИКШЗ произошло в конце PR_1-I (~2,05 млрд лет назад) во время формирования массивов новоукраинских и кировоградских гранитов [Гинтов, Мычак, 2011б] и заложения трансрегионального шва Херсон—Смоленск (херсон-смоленский этап). Растяжение установлено по первичной трещиноватости охлаждающегося Новоукраинского массива. Точная величина растяжения не известна, но она не меньше ширины массива, т. е. ≥ 70 км (если учесть все участки выходов порфиридных гранитов кировоградского типа в пределах Ингульского мегаблока, то может быть и значительно больше). Поэтому кинематический тип процесса, сопровождавшегося образованием массивов гранитоидов, рассматривается как сдвиго-раздвиг.

Несколько позже (через 0,2—0,25 млрд лет) образовались зоны разломов кировоградского и лелековского этапов (они перечислены выше) и соответствующие зоны скальвания — *Центрально-кировоградская* правосдвиговая (кировоградская фаза), *Клинцовско-Верхнеингульская*, *Алексеевская* и *Инженеро-Степановская* левосдвиговые тектонометасоматические (верхнеингульская фаза), *Бобринецко-Живановская* правосдвигонадвиговая (одноименная фаза кировоградского этапа); *Лелековская* правосдвиговая (несколько более молодой лелековский этап и одноименная фаза).

Не совсем ясен возраст и кинематика *Ивангородской* зоны скальвания, продолжающей Кировоградскую зону разломов на севере и проходящей через известную Болтышскую структуру (астроблему?). Она не обнажена,

хотя и проявляется в геофизических полях.

Зоны разломов и зоны скальвания кировоградского этапа испытали наиболее сильное влияние палингенно-метасоматических процессов, последовавших за формированием массивов новоукраинских и кировоградских гранитов. Следы привычных тектонитов — катаклазитов, милонитов, бластомилонитов — нередко стерты в этих зонах процессами интенсивного окварцевания и кварц-альбит-олигоклазового метасоматоза. Кроме того, эти же процессы способствовали привнесу в зоны кировоградского этапа золотого (месторождения Клиновское и Юрьевское), уранового (месторождения Мичуринское, Севериновское, Новокопачинское, Ватутинское и др.), флюоритового (рудопоявление Бобринецкое) оруденений гидротермально-метасоматического генезиса.

Высокотемпературный метасоматоз, связанный с формированием гранитных массивов центральной части Ингульского мегаблока, охватил значительные территории, достигнув на западе Звенигородско-Братской и (в меньшей мере) Первомайской зон. В них прошли процессы омоложения и формирования рудопоявлений гидротермально-метасоматического генезиса торий-уранового и иттрий-редкометалльного типа (Корабельное рудное поле [Комплексна ..., 2002]).

В рассматриваемый период условия интенсивного широтного растяжения литосферы постепенно сменились условиями сжатия. Если в кировоградскую и верхнеингульскую фазы происходили право- и левосторонние горизонтальные сдвиги субмеридионального направления, то в бобринецко-живановскую фазу уже наблюдалось субширотное сжатие земной коры (при правом сдвиге), приведшее к формированию сдвиго-надвигов в восточном экзоконтакте Новоукраинского массива (Центрально-кировоградская и Бобринецко-Живановская зоны скальвания) и в самом массиве (Новокопачинская зона разломов). Характерно, что некоторые месторождения и рудопоявления урана размещены именно в таких поднадвиговых зонах.

На лелековском этапе (несколько позже бобринецко-живановской фазы) в центральной части мегаблока возникли условия меридионального сжатия, при которых сформировалась уже упоминавшаяся диагональная сеть разломов, пересекающих и ограничивающих Новоукраинский массив. Меридиональное сжатие ненадолго сменилось широтным в

компаниевскую фазу, когда смещения по диагональной сети разломов сменили знак на обратный.

Новое интенсивное широтное растяжение литосферы и продолжение на север тектонического шва Херсон—Смоленск в центральной части Ингульского мегаблока произошло через 0,25—0,30 млрд лет после первого. Вначале растяжение литосферы было северо-восточным — юго-западным с ориентацией главных осей напряжений 45/00 (растяжение), 134/00 (сжатие). При этом на субботско-мошоринском этапе и в одноименную фазу деформации в пределах УЩ произошло образование уже обозначенной выше ортогональной (по отношению к современной системе географических координат) сети зон разломов, которым соответствуют одноименные зоны скальвания. А в корсуньскую и городищенскую фазы корсунь-новомиргородского этапа поле напряжений характеризовалось субширотным положением главной оси растяжения, отличающимся на 15°. В корсуньскую фазу произошло внедрение рапакивидных гранитов, в городищенскую — габбро-анортозитов, образовавших Корсунь-Новомиргородский плутон шириной до 70 км. Такой величины достигало растяжение литосферы на данном этапе.

В отличие от хорошо проявляющихся геологически и тектонофизически зон разломов Ингульского мегаблока трансрегиональный шов Херсон — Смоленск отчетливо прослеживается только в физических полях (региональном поле ΔT_a и гравитационном), поскольку в пределах открытой части УЩ он «залечен» интрузивными и палингенно-метасоматическими гранитоидами. Геологическим подтверждением его существования можно считать преобладающую субмеридиональную вытянутость порфиروبластов полевого шпата в трахитоидных гранитах Новоукраинского массива и рапакиви-гранитах Корсунь-Новомиргородского плутона.

Геодинамическая интерпретация полученных данных. После субботско-мошоринского этапа формировались, скорее всего, лишь зоны разломов на окраинах УЩ, отделившие его от других структур юго-западной окраины ВЕП — Припятско-Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин, Волыно-Подольской плиты. Начался общий подъем земной коры юго-западной части ВЕП и вертикальные дифференцированные подвижки вдоль крупных зон разломов, приведшие к формированию современной мегаблоковой структуры УЩ. Во время этого субплатформенного этапа форми-

ровалась достаточно густая и регулярная сеть трещин, не образующих зон скальвания, но отражающая определенные фазы деформации земной коры [Гинтов, Мычак, 2011а] (табл. 1, 2).

Этому процессу предшествовали два крупных события в истории консолидации литосферы Восточно-Европейского кратона — объединение западной (за исключением Волыно-Полесского вулканоплутонического пояса) и восточной частей щита в единую структуру во временном промежутке 2,5—2,6 млрд лет назад [Гинтов, Пашкевич, 2010] и коллизия литосферных плит Сарматии и Фенноскандии около 1,8 млрд лет назад.

Коллизия литосферных плит Фенноскандии и Сарматии, приведшая к формированию УЩ как цельной структуры с архейско-протерозойским фундаментом, подробно описана в работах [Bogdanova et al., 1996; 2006], а ее значение для геодинамического развития УЩ обсуждалось в статье [Гинтов, Пашкевич, 2010]. Поскольку непосредственно к развитию Ингульского мегаблока этот процесс прямо не относится, здесь он не рассматривается.

Раздельное существование западной (до Первомайской или Звенигородско-Братской зон разломов) и восточной (до Западно-Ингулецкой зоны) частей УЩ на удалении друг от друга в архее обосновывается как петрологическими, так и, в первую очередь, тектонофизическими данными. Это подтверждает и различный состав архейских комплексов запада и востока УЩ, различные типы коры (на западе «лейкобазальтовый» и «базальтовый», на востоке — «диоритовый» и «гранитно-диоритовый», по И. К. Пашкевич и др. [Створення ..., 2006, с. 234—259]); различные типы мантии (на западе — дифференцированная, на востоке — деплетированная, по [Цымбал, 2002]). Однако это еще не служит прямым доказательством удаленности по латерали западной и восточной частей щита.

По тектонофизическим данным [Гинтов, 2005; Гинтов, Пашкевич, 2010] западная и восточная части УЩ в архее развивались в совершенно различных кинематических режимах: если на западе неоархейские зоны разломов северо-западного простирания были левыми сдвигами (движение блоков против часовой стрелки), то на востоке разновозрастные и однонаправленные с ними зоны разломов были правосдвиговыми (движение по часовой стрелке). При близком расположении западной и восточной частей такое отчетливое различие региональных полей напряжений вряд ли было

бы возможным, так как должна была бы существовать переходная зона, которая отражала бы взаимовлияние полей или проникновение зон разломов из одной части в другую, чего не наблюдается.

На границе архея и раннего протерозоя началось сближение западной и восточной частей щита (назовем их условно Западной и Восточной микроплитами, не обозначая контуров, которые пока не известны). На каком расстоянии друг от друга они находились до этого и какой тип коры существовал между ними (океаническая?), не известно, но материалы тектонофизических исследований показывают, что восточная окраина ДБГП и западная окраина СПЗП в это время уже развивались в близких деформационных режимах. Первомайская и Звенигородско-Братская зоны разломов были заложены как правые сдвиги с простиранием СЗ 345° при ориентировке R-сколов СЗ 357° . Западно-Ингулецкая зона разломов заложена как правый сдвиг с простиранием 357° и ориентировкой R-сколов СВ 7° . Зоны скальвания искровского этапа заложены как правые сдвиги с простиранием СЗ 354° и ориентировкой R-сколов СВ 5° . Ориентировка оси сжатия σ_1 изменяется от 38 до 43° (т. е. в пределах точности определения). Следовательно, сближение западной и восточной частей происходило с юго-запада на северо-восток. В пределах ИКШЗ, как уже отмечалось, зафиксированы также эшелонированные сколы с простиранием СЗ 345° , что может указывать на близкое расположение к ней Первомайской и Звенигородско-Братской зон разломов.

Важно отметить, что правосдвиговые перемещения блоков вдоль рассматриваемых зон разломов происходили при достаточно сильном сжатии, о чем свидетельствует характер тектонитов и деформации реперных структур. Этим также подтверждается представление о приближении или даже столкновении Западной и Восточной микроплит. Сближение происходило под достаточно острым углом (края западной и восточной микроплит как бы срезали друг друга), поэтому возникшее в коллизийной зоне региональное поле напряжений распространилось недостаточно далеко, захватив лишь район будущих ГШЗ и ИКШЗ.

Таким образом, приходим к выводу, что архейский фундамент УЩ, как цельная структура, образовался на рубеже AR_3 — PR_1 -I. Коллизийная зона между Западной и Восточной микроплитами оказалась ослабленной областью, поэтому все последующие тектономаг-

матические процессы центральной части щита проходили, в первую очередь, именно в ней.

В первой половине PR_1 -I после заложения правосдвиговых Тальновской и Криворожско-Кременчугской зон разломов окончательно оформились Голованевская и Ингулецко-Криворожская шовные зоны. Характерно, что Тальновскую и Криворожско-Кременчугскую зоны разломов сближает не только возраст, но и общее простирание: это первые зоны Ингульского мегаблока, заложенные в северо-восточном направлении (простирание собственных зон скальвания первой СВ 7 — 25° , второй — СВ 17°).

После объединения архейского фундамента УЩ на рубеже AR_3 — PR_1 -I начался интенсивный процесс протерозойской тектонотермальной активизации, в пределах центральной части щита выразившийся в заложении серии субмеридиональных зон разломов, гранитоидном магматизме, палингенезе и метасоматозе. В промежутке $2,1$ — $1,7$ млрд лет он был обусловлен несколькими фазами раздвига Западной и Восточной микроплит, во время которого сформировались массивы новоукраинских, кировоградских и рапаквивидных гранитов.

Процессы, происходившие в пределах будущего Ингульского мегаблока во время перемещения Западной и Восточной микроплит, предельно схематически изображены на рис. 3. Охвачен временной интервал AR_3 — PR_1 -II до корсунь-новомиргородского этапа, поскольку образование Корсунь-Новомиргородского плутона и все последующие тектонические процессы отображены (на современном эрозионном срезе) на картах в первой части статьи [Гинтов, Мычак, 2011а, рис. 2 и 4]. На рисунке показаны только зоны разломов, заложенные на емиловском — лелековском этапах в пределах Ингульского мегаблока в современных его контурах, поэтому при сближении микроплит западная и восточная части мегаблока оказываются свободными от разломов, хотя на самом деле зоны разломов распространены там не менее широко [Гинтов, Мычак, 2011а, рис. 1].

На рис. 3, а показано начало сближения Западной и Восточной микроплит в позднем архее, когда уже были заложены зоны разломов емиловского и долгопристаньского этапов.

На границе AR_3 — PR_1 -I микроплиты сошлись уже настолько (рис. 3, б), что архейский фундамент щита по сути стал единым и заложение зон разломов первомайского, западно-ингулецкого и искровского этапов происходило в практически едином поле напряжений.

Схема 3, в отражает тот отрезок PR_1-I , когда в пределах полностью единого архейского фундамента щита были заложены Тальновская и Криворожско-Кременчугская зоны разломов и, таким образом, выделились ГШЗ и ИКШЗ.

На рис. 3, г показано начало раздвига микроплит, образование Новоукраинского массива трахитоидных гранитов и тектонического шва Херсон—Смоленск. Что было на месте сформированного позже Корсунь-Новомиргородского плутона, можно только предполагать. Вероятно, это были граниты кировоградского типа, массивы которых образовались почти одновременно с новоукраинскими гранитами в соседстве с последними.

Этапы, с которыми связано формирование центральной части мегаблока, представляют особый интерес в отношении причин и механизмов прошедших здесь тектономагматических процессов.

В работе [Чекунов и др., 1989] предложен *астенолитный* механизм формирования Ингульского мегаблока, основанный на материалах интерпретации геофизических (в первую очередь, сейсмических) данных по VIII геотраверсу. Сейсмогравитационный вариант модели литосферы, построенной авторами рассматриваемой работы, представлен на рис. 4. Наименования структур оставлены такими, какими они обозначены в оригинале, хотя за прошедшее время некоторые из них изменены (Кировоградский блок — это Ингульский мегаблок, протогоесинклинали — это шовные зоны и др.).

В соответствии с рассматриваемым механизмом, в начале PR_1-I под Ингульским мегаблоком возник мантийный астенолит, поднимающийся к подошве коры. Подъем сперва вызвал размыв поверхности мегаблока, но несколько позже, когда астенолит достиг глубины 50-60 км и начал растекаться в стороны, центральная часть мегаблока стала прогибаться, так как произошло растяжение земной коры и верхней части мантии. При этом образовались пологопадающие (субгоризонтальные) зоны срыва, делящие кору на пластины, которые центробежно надвигались друг на друга. В образовавшемся прогибе накапливались осадочно-вулканогенные формации, давшие начало образованию гнейсов ингуло-ингулецкой серии.

В конце PR_1-I и начале PR_1-II (по принятию нами делению раннего протерозоя) от центральной части астенолита по разломам начал подниматься магматический материал (диапир), прогревающий средние и верх-

ние горизонты земной коры, что привело к палингенно-анатектическому гранитообразованию (кировоградские и новоукраинские граниты), а позднее — к образованию магматических пород Корсунь-Новомиргородского плутона. Остывание и сокращение размеров астенолита привело к тангенциальному сжатию Ингульского мегаблока и формированию складчатости в породах ингуло-ингулецкой серии.

Авторы опустили многие важные детали, рассмотренные в работе [Чекунов и др., 1989] и относящиеся, например, к особенностям геофизических характеристик мегаблока, связанным с астенолитным механизмом. В целом этот механизм не имеет альтернативы, однако требует определенной корректировки.

Во-первых, почему астенолит образовался в той части щита, которая еще в начале протерозоя находилась в состоянии сжатия при формировании Первомайской, Звенигородско-Братской, Западно-Ингулецкой, Тальновской и Криворожско-Кременчугской зон разломов? Сжатие было следствием внешних по отношению к мегаблоку сил и привело к сближению архейских микроплит с образованием коллизонной зоны между ними.

В отличие от авторов астенолитного механизма, правильнее, с нашей точки зрения, считать, что не астенолит явился причиной растяжения земной коры мегаблока, а раздвиг Западной и Восточной микроплит обусловил образование астенолита. Причина раздвига та же, что и предыдущего сближения микроплит: мантийная конвекция, сменившая свое направление. То, что направления движения блоков, микро- и макроплит часто изменяются (даже на обратные), видно из анализа мировых палеомагнитных данных. Это также следует из приведенных выше материалов, характеризующих изменение ориентировки главных осей напряжений [Гинтов, Мычак, 2011а, табл. 1] и направлений смещения берегов зон разломов Ингульского мегаблока.

Во-вторых, в рассматриваемой модели не всегда учитываются временные границы геологических процессов. В частности, остывание астенолита могло начаться только после интрузии пород корсунь-новомиргородского комплекса, но тогда с этим процессом нельзя связывать формирование складчатости в гнейсах ингуло-ингулецкой серии, поскольку субвертикальная слоистость и полосчатость в них имеет возраст древнее новоукраинских и кировоградских гранитов.

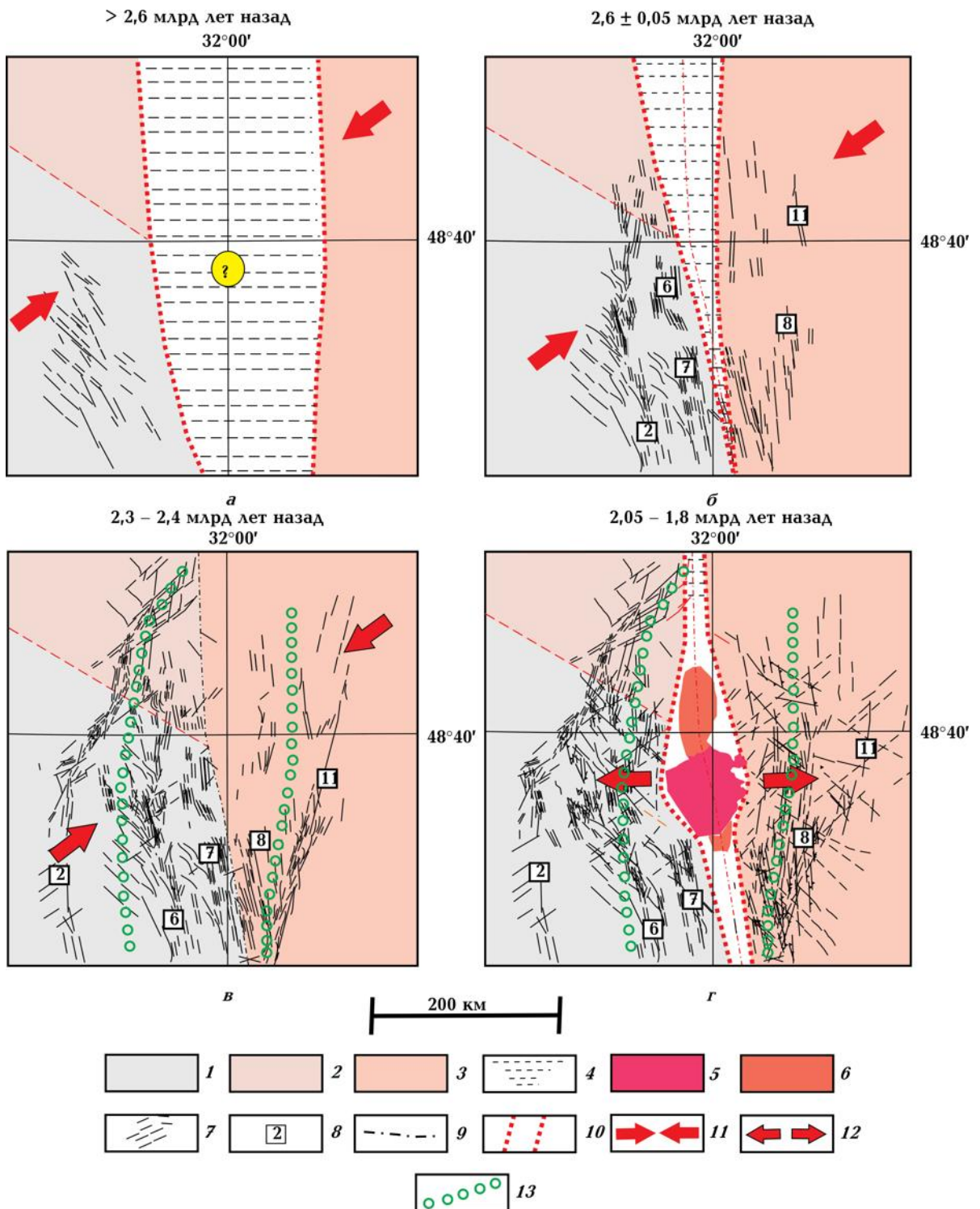


Рис. 3. Принципиальная схема перемещений Западной и Восточной микроплит в позднем архее — конце раннего протерозоя: 1—3 — усредненный состав земной коры микроплит (1 — западная (горные породы Днестровско-Бугского гранулитового пояса), 2 — росинско-тикичский амфиболит-гранитовый комплекс); 4 — предполагаемая океаническая кора; 5 — гранитоиды новоукраинского комплекса; 6 — гранитоиды предполагаемого кировоградского комплекса; 7 — эшелонированные и элементарные сколы зон разломов; 8 — номера зон разломов, по [Гинтов, Мычак, 2011а, рис. 4]; 9 — осевая линия трансрегионального шва Херсон — Смоленск; 10 — границы Западной и Восточной микроплит; 11 — направление сближения микроплит; 12 — направление раздвига микроплит; 13 — осевые линии шовных зон.

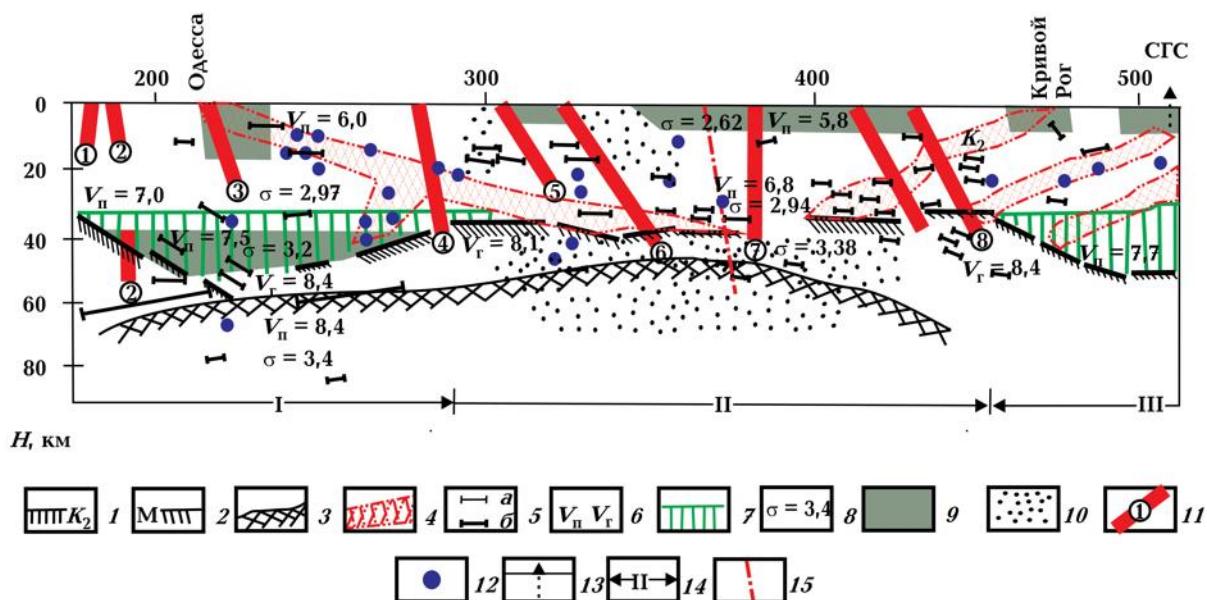


Рис. 4. Фрагмент комплексной геофизической модели литосферы центральной части УЩ вдоль геотраверса VIII, по [Чекунов и др., 1989]: 1 — поверхность древнего протофундамента (?), 2 — раздел М, 3 — протоастеносфера (?), 4 — сейсмические неоднородности — пологие нарушенные зоны в земной коре, 5 — отражающие площадки (а — в земной коре, б — в мантии), 6 — пластовые и граничные скорости, км/с, 7 — комплекс в низах коры со скоростью 7,0 км/с и более («базальт»), 8 — плотность, г/см³, 9 — уплотненные зоны, 10 — разуплотненные зоны, 11 — разломы (1 — Подольский, 2 — Приднестровский, 3 — Одесский, 4 — Гвоздавский, 5 — Врадиевский, 6 — Первомайский, 7 — Кировоградский, 8 — Западно-Ингулецкий), 12 — точки дифракции, 13 — Криворожская СГС, 14 — тектоническое районирование (I — Одесско-Ядловская протогеосинклиальная зона, II — Кировоградский блок, III — Криворожско-Крупецкая протогеосинклиальная зона), 15 — межрегиональный тектонический шов Херсон — Смоленск.

В-третьих, при сопоставлении полученных тектонофизических данных с приводимым астенолитным механизмом обнаруживаются противоречия, ведущие к необходимости сокращения размеров астенолита по латерали и времени его развития. Как было показано, в результате сближения микролит расстояние между ГШЗ и ИКШЗ, в том числе и между ограничивающими их зонами разломов, в начале и середине PR₁-I было значительно меньше, поэтому, если бы астенолит имел размеры, обозначенные в модели, обе шовные зоны испытывали бы растяжение, хотя на самом деле они были в состоянии сжатия.

Время подъема астенолита к подошве коры рассматривается в работе [Чекунов и др., 1989] как начало PR₁-I, поскольку авторы связывают с астенолитом всю протерозойскую историю развития центральной части УЩ. Однако при этом не было учтено (еще не было известно), что по крайней мере до 2,3 млрд лет назад центральная часть щита испытывала региональное сжатие и формировалась под влиянием сдвиговых процессов. Растяжение литосферы началось несколько позже, а раздвиг — при-

близительно 2,1 млрд лет назад, когда сформировались Новоукраинский, Кировоградско-Бобринецкий и другие массивы гранитоидов центральной части Ингульского мегаблока.

Нам представляется, что астенолитный (ди-апировый, тектонотермальный) механизм получил развитие в центральной части мегаблока только с началом ее растяжения, обусловленного действием внешних сил. Растяжение литосферы вызвало достаточно быстрый разогрев и разуплотнение мантии под центральной частью (бывшей коллизионной зоной) и образование неширокого астеносферного выступа, в том числе сопровождающих его субгоризонтальных разломов, [Чекунов и др., 1989, рис. 6]. Необходимо только сказать, что роль центробежных надвигов по таким субгоризонтальным разломам сильно преувеличена: как показывает моделирование астеносферных выступов [Гинтов, 1978, рис. 39, 40], у образующихся при этом полого наклоненных разломов составляющая перемещения, перпендикулярная стенкам (раскрытие), значительно больше надвиговой.

В результате растяжения литосферы, образования астеносферного выступа и связанной

с ним сети разломов в центральной части мегаблока кора была прогрета поднимающимся магматическим материалом, при этом возникли палинггенно-анатектические гранитоиды кировоградского и новоукраинского типа и было положено начало формированию тектонического шва Херсон — Смоленск.

В начале PR₁-II (1,95 млрд лет назад) растяжение центральной части мегаблока сменилось сжатием, при котором были заложены право- и левосдвиговые зоны разломов и зоны скалывания кировоградского и лелековского этапов.

Новое растяжение литосферы, перешедшее в раздвиг центральной части мегаблока, наступило не ранее 1,8 млрд лет назад, при этом мантийный магматический материал поднялся в верхние горизонты коры, образовав

Корсунь-Новомиргородский плутон габбро-анортозитов и рапакививидных гранитов.

Как видим, земная кора Ингульского мегаблока, начиная с AR₃—PR₁-I, формировалась в режиме транспрессии, который на короткое время сменялся режимом транстенсии лишь 2,1—1,95 и 1,8—1,7 млрд лет назад. При этом ширина области широтного растяжения не превышала ширину современной центральной части мегаблока и эта область достаточно быстро «залечивалась» материалом, поступающим из коры и мантии. Для образования прогиба в земной коре мегаблока не было ни места, ни времени. Поэтому авторы склоняются к мысли, что породы ингуло-ингулецкой серии есть результат переработки архейского фундамента ГШЗ и ИКШЗ процессами динамометаморфизма и метасоматоза.

Список литературы

- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины. — Киев: Феникс, 2005. — 572 с.
- Гинтов О. Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. — Киев, Наук. думка, 1978. — 164 с.
- Гинтов О. Б., Исая В. М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. — Киев: Наук. думка, 1988. — 228 с.
- Гинтов О. Б., Исая В. М., Коваленко В. Н. Тектонофизические данные о механизме формирования складок первого порядка Криворожского бассейна на примере Лихмановской структуры // Геол. журн. — 1990. — № 5. — С. 115—123.
- Гинтов О. Б., Мычак С. В. Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. 1 // Геофиз. журн. — 2011а. — 33, № 3. — С. 102—118.
- Гинтов О. Б., Мычак С. В. Напряженные состояния и деформации земной коры центральной части Ингульского мегаблока по материалам тектонофизического изучения Новоукраинского массива // Геофиз. журн. — 2011б. — 33, № 2. — С. 29—46.
- Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной геофизической модели Украинского щита // Геофиз. журн. — 2010. — 32, № 2. — С. 3—27.
- Комплексна металогенічна карта України масштабу 1:500 000 та пояснювальна записка до неї / Під ред. С. В. Гошовського. — Київ: УкрДГРІ, 2002. — 336 с.
- Створення комплексної тривимірної геофізичної моделі літосфери в зв'язку з магматизмом, тектонікою та утворенням корисних копалин Українського щита: Наук. звіт Ін-ту геофізики НАН України. — Київ, 2006. — 515 с.
- Степанюк Л. М. Геохронологія докембрію західної частини Українського щита (архей — палеопротерозой): Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. — Киев, 2000. — 34 с.
- Цымбал С. Н. Состав верхней мантии под Украинским щитом // Геологія і магматизм докембрію Українського щита / Отв. ред. Н. П. Щербак. — Киев. — 2002. — С. 215—218.
- Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Галецкий Л. С., Курлов Н. С. Геодинамическая модель центральной части Украинского щита и Криворожская сверхглубокая скважина // Геофиз. журн. — 1989. — 11, № 4. — С. 3—13.
- Bogdanova S. V., Pashkevich I. K., Gorbatshev R., Orlyuk M. I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. — 1996. — 268. — P. 1—21.
- Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M., Janik T., Guterch A., Koslovskaya E., Motusa G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L. EUROBRIDGE and POLONAISE Working Groups EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton // European Lithosphere Dynamics / Eds. D. G. Gee, R. A. Stephenson. — London: Geol. Society, 2006. — P. 599—627.