

Плитово-плюмовая тектоника как единый механизм геодинамического развития тектоносферы Украины и смежных регионов

О. Б. Гинтов, 2019

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина
Поступила 11 сентября 2019 г.

*Посвящается незабвенной
Светлане Вениаминовне Богдановой*

Розглянуто хід геодинамічних процесів у ранньому докембрії Українського щита (УЩ). На підставі відомих даних щодо плито- і плюмтектонічних процесів фанерозою досліджено такі питання: 1) які могли бути траєкторії потоків речовини в докембрійській мантії; 2) якою була взаємодія плюмів і регулярної мантіїної конвекції; 3) час існування плюмів, постійна їхня дія або пульсуюча; 4) час початку докембрійських геодинамічних процесів, які можна порівнювати з фанерозойськими. На прикладі УЩ і Канадського щита показано, що сучасні термохімічні і динамічні процеси не повністю стирають геолого-геофізичні ознаки давніх зон субдукції і плюмів у твердій літосфері і прилеглих до неї ділянках мезосфери, що збереглися ще з раннього докембрію. Земна кора цих щитів інтенсивно перероблялася процесами гранітизації і базифікації, які можна порівняти з дією гарячих точок, більш поширених, ніж нині. На терейнах УЩ ці процеси були найактивнішими в інтервалі $2,0 \pm 0,2$ Ga. Досліджено два перекирвні в часі етапи геодинамічної еволюції УЩ у межах бузько-середньопридніпровсько-приазовської і волинсько-подільської частин. Зіставлення матеріалів геолого-геофізичного картування цієї території з даними глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) і сейсмотомографії дало змогу уточнити складену раніше геодинамічну модель волинсько-подільської частини УЩ уздовж геотрансекту Євробридж-97. Тектонофізично обґрунтовано необхідність включення в геодинамічний процес пульсуючих плюмов, з дією яких пов'язане, зокрема, утворення Корсунь-Новомиргородського та Коростенського плутонів габро-анортозитів і рапаківі. Зіставлення моделей субдукційно-колізійних процесів у межах УЩ і провінції Сьюперіор (Канада) показало, що незалежні підходи до розв'язання геодинамічних задач приводять до близьких результатів. Отримані матеріали стосовно УЩ не вичерпують усіх можливих епізодів його неоархейсько-протерозойського геодинамічного розвитку. Для їх вивчення необхідно прокладання суперсучасного геотранверсу ГСЗ уздовж осьової частини УЩ.

Ключові слова: Український щит, геодинаміка, тектоніка плит, плюм-тектоніка, даунвелінги, сейсмотомографія, ГСЗ, Євробридж-97.

Введение. К написанию этой статьи побудило существование в современной украинской и зарубежной литературе двух якобы альтернативных геодинамических моделей формирования структуры литосферы — плитотектонической и плюмтектонической.

И первая [Dietz, 1961; Hess, 1962], и вто-

рая [Wilson, 1963; Morgan, 1971] модели появились почти одновременно. Первая сразу была обоснована многими достоверными материалами (СОХ, полосовыми магнитными аномалиями и возрастом пород океанической коры вокруг СОХ, зонами Бениофа, географо-биологическими данными). Тогда как вторая сначала вы-

глядела как «экзотическая гавайская». И хотя Уилсон сразу связал ее с движением Тихоокеанской плиты, многие исследователи отрицали это, обосновывая гавайский феномен более понятным постепенным раскрытием зоны разломов с севера на юг.

В настоящее время имеются геофизические, астрономические и спутниковые материалы, доказывающие бесспорность существования и плитотектонической, и плюмтектонической моделей в фанерозое. Первая, кроме сейсмотомографии, подтверждается методами интерферометрии излучения от далеких квазаров и спутниковых навигационных систем GPS, повсеместным развитием крупномасштабных сдвиговых движений вдоль разломов. Вторая — результатами современных сейсмотомографических исследований, углубившихся в мантию и ядро Земли. Однако, с точки зрения автора, сейсмотомографические данные оказались настолько впечатляющими, что чисто психологически некоторые ученые начали их противопоставлять всем другим данным с уверенностью, что за все мантийные процессы отвечает плюмтектоника, либо переключились на решение проблем плюмтектоники, считая, что с тектоникой плит и так все понятно [Su et al., 1994; Montelli et al., 2006; Maruyama et al., 2007; Трубицын, Харыбин, 2010 и др.].

Сейчас многие исследователи пришли к выводу, что плитные и плюмовые процессы являются хотя и различным, но неразрывным во времени проявлением общемантийной конвекции и активно взаимодействуют между собой [Courtilot et al., 2003; Лобковский и др., 2004; Добрецов, 2008, 2010; Ernst, 2014; Пучков, 2016 и др.].

Однако, если для фанерозоя (главным образом мезозоя—кайнозоя) существуют многочисленные физико-геохимические и математические модели глобальных геодинамических процессов, все более и более приближающие нас к четкому пониманию природы и механизмов взаимодействия плитных и плюмовых процессов, то для более ранних эпох, особенно раннего докембрия, в области проблем мантийной

конвекции существует большое количество неопределенностей.

В геологическом отношении основная часть территории Украины охватывает юго-запад древней Восточно-Европейской платформы, в том числе Украинский щит, относимые, по [Bogdanova, 1993; Bogdanova et al., 2008], к региональной докембрийской плите (микроконтиненту) Сарматия. Поэтому геодинамические исследования, проводимые здесь, опираются, в первую очередь, на материалы геолого-геофизического изучения древней земной коры или литосферы в целом, т. е. представляют данные, важные для докембрийской тектоники плит. Важную роль играют также сейсмотомографические исследования, выполняемые Институтом геофизики НАН Украины. В частности, некоторые элементы строения современной мантии Украины, например, граница верхней и нижней мантии (главная геодинамическая граница — ГГГ), изучены здесь в структурном отношении гораздо детальнее, чем во многих других регионах мира [Цветкова и др., 2019].

Вместе с тем без общего рассмотрения характера процессов, происходящих во всей мантии и внешнем ядре Земли, даже относительно молодых или современных, нельзя ретроспективно представить себе природу геофизических аномалий и геологических фактов, относимых к докембрию.

Для воссоздания хода геодинамических процессов в раннем докембрии важно знать: 1) каковы могли быть траектории потоков вещества в тогдашней мантии; 2) каково было взаимодействие плюмов и регулярной мантийной конвекции (так называемого «мантийного ветра», по [Keage et al., 2009; Пучков, 2016]); 3) время существования плюмов и являются ли они постоянно действующими или пульсирующими; 4) время начала докембрийских геодинамических процессов, которые могут быть сопоставимы с фанерозойскими.

Вопросы геодинамических механизмов для процессов развития Земли в раннем докембрии рассматриваются не так часто и крайне дискуссионны, поэтому прихо-

дятся в основном полагаться на результаты изучения таких механизмов в спрединго-коллизионных процессах фанерозоя. При этом принцип актуализма невозможно распространять на слишком далекую, раннеархейскую, геологическую историю, о которой с геодинамической точки зрения известно немного. Автор ограничивается периодом неогархея—протерозоя, поэтому кратко остановимся на последних основных результатах изучения геодинамических процессов в мантии Земли.

Краткий обзор современных представлений. По современным представлениям¹, плейттектонические деформации литосферы связаны с постоянной конвекцией в астеносфере и подастеносферной мантии (конвекция первого рода), в то время как плюмовые — с термохимическими процессами на границе ядро—мантия в слое D", реже на менее глубинных фазовых барьерах, и проявляются в виде восходящих потоков-струй (конвекция второго рода) [Courtillot et al., 2003; Zhao, 2004; Maruyama et al., 2007; Mishin et al., 2008; Keare et al., 2009; Трубицын, 2008; Добрецов, 2010; Olson et al., 2011; Fukao, Obayashi, 2013 и др.].

В своих классических работах Дж.Ф. Дэвис [Davies, 1988, 1993] показал, что: а) современная топография океанического дна (региональная амплитуда порядка 2 км), аномалии геоида около 30 м, региональные океанические гравитационные аномалии около 50 мГал не могут быть объяснены конвекцией вещества только верхней мантии, потерявшей значительное количество радиоактивных элементов; для этого необходима всеобщая мантийная конвекция, включая и нижнюю мантию со слоем D", в результате которой верхняя мантия подогревается снизу; б) в процессе эволюции

¹ Здесь не рассматриваются концепции, отрицающие реальное существование плейт- и плюмтектоники, поскольку они противоречат современным сейсмологическим, сейсмотомаграфическим и тектонофизическим наблюдениям и физико-математическим, геохимическим и петрологическим моделям геодинамических процессов, разрабатываемых совместными усилиями больших коллективов ученых разных стран с применением современных суперкомпьютеров.

(охлаждения) Земли наиболее эффективным механизмом охлаждения мантии является тектоника плит, а ядра — плюмы.

Как отмечается в работе [Lay et al., 2008], со времени первых исследований Дж. Девиса оценки теплового потока через границу ядро — мантия или через слой D" увеличились в 2—3 раза. Эти оценки учитывают более быстрый рост внутреннего ядра и присутствие более значительного количества радиогенного материала во внешнем ядре или самой нижней мантии по сравнению с предыдущими оценками. Они указывают на более заметную роль тепловых плюмов в динамике мантии.

Благодаря использованию в глобальной сейсмотомаграфии совместного анализа P- и S-волн в последние годы удалось установить, что в зоне перехода от мантии к внешнему ядру расположены корни большинства восходящих струй (плюмов), а главная геодинамическая граница (ГГГ) на глубине 660 км не всегда является непреодолимым барьером ни для поднимающихся плюмов, ни для субдуцирующих плит, хотя и влияет на их форму, скорость поднятия/погружения и во многих случаях оказывается для них «ловушкой» [Richards, Engebretson, 1992; Maruyama et al., 2007; Mishin et al., 2008; Smith et al., 2009; Fukao et al., 2009; Fukao, Obayashi, 2013; Chang et al., 2015; Ferreira et al., 2019]. Появляется все больше и больше данных о слэбах, погружающихся ниже ГГГ, при этом их вещество с глубиной уплотняется за счет фазовых переходов минералов в более плотные модификации [Faccenda, Dal Zilio, 2017].

Известна одна из первых сейсмологических моделей субдуцирующей плиты Фараллон (вертикальное сечение вдоль 30° с.ш. через южную часть США, по [Grand et al., 1997]), косо погружающейся до границы мантия-ядро и имеющей длину слэба около 3000 км. Хотя оказалось, что эта плита разделена на несколько плит (Хуан де Фука, Кокос, Наска), но подтверждено, что в районе Кариб плита Кокос погружается до уровня 2900 км. Изображение этой плиты показывают сейчас на всех сейсмотомаграфических моделях

земного шара (см. например [Maruyama et al., 2007; Добрецов, 2010; Chang et al., 2015, Ferreira et al., 2019 и др.]).

По данным детального 3D P -волнового изучения мантии Евразийского континента методом Тейлорового приближения [Геуко, 2004; Гейко и др., 2007; Бугаенко и др., 2008; Цветкова, Бугаенко, 2012; Гинтов и др., 2014, 2016] субдуцирующие навстречу друг другу в районе Восточного Средиземноморья Восточно-Европейская (в раннем—среднем мезозое) и Африканская (в позднем мезозое—раннем кайнозое) плиты сходятся на глубине 450—550 км (район 42° с.ш. между 25 — 30° в.д. под Балканами и Фракийской впадиной), образуя утолщенную высокоскоростную неоднородность (рис. 1, а). Эта неоднородность ниже ГГГ продолжается в виде даунвеллинга, погружающегося на восток до уровня 1700—1800 км на долготе 41 — 45° в.д. под Туранской плитой, Кавказом и северной частью Загроса (рис. 1, б). Протяженность даунвеллинга около 1900 км, ширина — не менее 800 км, толщина — от 200 до 500 км (рис. 2).

Приведенные данные пополняют количество субдуцирующих плит и даунвеллингов, пересекающих среднюю и нижнюю части мантии Земли. И если еще в начале текущего столетия ученые верили в глубокое погружение литосферных плит ниже уровня 660 км, но не всегда могли это доказать [Nataf, 2000], то уже через 10—15 лет, благодаря усовершенствованию теории и методики сейсмологических исследований, использованию миллионов сигналов от крупных и мелких землетрясений, было показано, что многие плиты и даунвеллинги погружаются на тысячи км, достигая границы ядро—мантия (СМВ).

Рассмотренное выше изменение направления погружения высокоскоростных неоднородностей с субмеридионального на субширотное в Средиземноморском регионе может быть объяснено сменой направлений потоков мантийного вещества на различных глубинных уровнях, изучаемых с помощью явления сейсмической анизотропии.

В исследованиях, основывающихся на изучении радиальной сейсмической анизотропии мантии с использованием расщепленных поперечных SV - и SH -волн [Chang et al., 2015; Ferreira et al., 2019], показано, что сейсмическая анизотропия обусловлена в основном ориентированием в определенном направлении сдвиговых плоскостей в кристаллических решетках мантийных минералов (оливина, пировскита, бриджманита) из-за крупномасштабной деформации и может быть *ключевым показателем для определения траекторий мантийного потока*. В коре сейсмическая анизотропия может быть вызвана различными геологическими неоднородностями, в том числе разломами, сутурами и т. д. [Лунева, 2008].

В исследовании [Ferreira et al., 2019] демонстрируются сейсмотомографические (∂V_s и ζ) сечения мантии окраин Тихоокеанского региона (∂V_s — разность между полученными значениями V_s и разработанной ранее стандартной скоростной моделью поперечных волн региона в процентах; $\zeta = V_{SH}^2/V_{SV}^2$). На этих сечениях видны положительные аномалии ∂V_s , пересекающие мантию, при этом они располагаются под давно известными зонами субдукции — Северокурильской, Хонху, Западно-Яванской, Кермадек, начинаются от них и погружаются до СМВ, иногда несколько изменяя направление.

Хорошо также видна закономерность смены ζ , установленная исследованиями [Chang et al., 2015] при построении модели SGLOBE-rani (приблизительно 43 000 000 измерений фазовых скоростей поверхностных волн и 420 000 данных о времени прохождения объемной волны). В промежутке глубин 410—660 км происходит изменение скоростей распространения поляризованных S -волн над субдуцирующими плитами: над плитами в верхней мантии и переходной зоне выше скорости SV -волн (на 3 %), а в нижней мантии — выше скорости SH -волн (на 2 %). Это важное наблюдение, подтвержденное экспериментами [Karato et al., 2008], доказывает, что погружающаяся плита приводит

к сильной сдвиговой деформации мантии в переходной зоне и ниже и таким образом оказывает влияние на распределение скоростных неоднородностей в нижней мантии, в том числе слое D'' . Кстати, аналогичная закономерность установлена (т. е. подтверждена) в работе [Chang et al., 2015] и в районе погружающейся Африканской плиты, приведенном выше (см. рис. 1) по данным P -волн.

Учитывая изложенное, а также некоторые дополнительные данные, которые будут приведены в дальнейшем, можем хотя бы частично увидеть ответы на вопросы, поставленные во введении относительно геодинамики раннего докембрия.

1. Результаты изучения и моделирования расщепленных поперечных SV - и SH -волн показывают, что векторы регулярного мантийного потока в пределах верхних ≈ 200 км под литосферными плитами параллельны движению плит [Smith et al., 2009; Chang et al., 2015]. В зонах подъема плюмов и погружения слэбов траектории движения мантийного вещества чаще всего трудно распознаваемы, так как здесь смешиваются оба потока — регулярный и плюмовый. Хотя по скоростям и P -, и S -волн слэбы и плюмы фиксируются, часто до границы мантия-ядро [Montelli et al., 2006; Добрецов, 2010; Ferreira et al., 2019].

2. Материалы аналогичных детальных исследований в районах отдельных горячих точек (Гавайи, Эйфель, Реюньон) показали, что практически прямолинейные в горизонтальной плоскости траектории регулярного мантийного потока, отражающие движение, схождение или расхождение плит, при подходе к горячей точке на глубинах до 100—300 км огибают ее и даже замыкаются на ней, образуя анизотропную структуру параболической формы, открытой в направлении, противоположном потоку [Walker et al., 2001, 2005; Barruol, Fontaine, 2013]. Плюмы в данном случае подобны сучкам, огибаемым древесными волокнами.

Изучение эффекта расщепления поперечных волн (особенно SKS -волн) позволило также установить, что мантия

анизотропна не только в верхней, астеносферной, части и слое D'' , но и на других уровнях. Об этом свидетельствуют изгибы плюмов, которые, в принципе, должны были бы подниматься вертикально. Так, Йеллоустонский плюм изгибается на глубинах 660—200 км, отклоняясь от более глубокого «хвоста» в западном направлении на 800 км (рис. 3). Гавайский плюм изгибается в южном направлении на глубине около 900 км [Walker et al., 2001]. Плюмы Кабо Верде, Канарский и Азорский на глубине 2800 км составляют единую низкоскоростную неоднородность, присоединенную к Африканскому суперплюму, но, начиная с глубины 1000 км, разделяются и расходятся в меридиональном направлении почти на 3000 км [Montelli et al., 2006; Yang et al., 2006].

Можно сделать вывод, что повышение вязкости мантии с глубиной не является препятствием для течения ее вещества. Механизм такого течения изменяется от пластического до псевдовязкого (дислокационная вязкость) и вязкого (диффузионная вязкость) [Keare et al., 2009]. Разница только в скорости течения: если в астеносфере и слое D'' скорость течения измеряется сантиметрами в год, то в средней части мантии она может быть на порядок ниже. Это согласуется с представлением о круговой или эллиптической форме конвекционных ячеек.

3. Используя исследование [Maruyama et al., 2007], можно заключить, что ориентировочной базовой цифрой продолжительности различных фанерозойских геодинамических процессов — погружения слэбов, подъема плюмов, расхождения и схождения континентов является 50 млн лет. Эта цифра может увеличиваться до 70 и уменьшаться до 30 млн лет (от начала палеогена до современности). Так, Тихоокеанский суперплюм, сформировавшийся, по [Maruyama et al., 2007], 400—350 Ма, испытал по меньшей мере пять «вспышек» (учитывая современную) с образованием обширных вулканических плато и островов в пределах Тихоокеанской плиты, т. е. суперплюм оказался пульсирующим.

Пульсирующими являются и многие горячие точки Земли, так как после периода их активности требуется время покоя для накопления расплава в промежуточных очагах.

4. В докембрии, особенно в палеоархее, продолжительность отдельных геодинамических событий не может быть больше приведенных выше данных для фанерозоя, учитывая более высокие температуры мантии и ядра [McKenzie, Weiss, 1975; Davis, 1992]. Однако, начиная с палеопротерозоя, Земля уже охладилась настолько (тепловой поток до 120 мВт/м^2 у поверхности), что мы можем условно использовать приведенные цифры для обсуждения докембрийских геодинамических процессов с периода около 2,0 Ма. Этот вывод подтверждается глубинными сейсмическими зондированиями в пределах Канадского и Украинского щитов.

Плюм-плитовая тектоника в докембрии. К сожалению, сейсмографические данные отражают происходящие в настоящее время физико-химические процессы в мантии Земли, которые достаточно подвижны и стирают структурные особенности более древней мантии. Хотя, как будет показано ниже, в пределах твердой литосферы следы прежних тектонических событий могли в волновых полях частично сохраниться. Современная литосфера раннедокембрийских щитов сформировалась после процессов глобальной гранитизации около 2,0 Ма. После этого рубежа в пределах УЩ формировались зоны разломов [Гинтов, 2014, 2015] и дайковые комплексы [Bogdanova et al., 2013], интрузии габбро-анортозитов, рапакиви и щелочных комплексов [Геохронология..., 2008], происходили локальные термальные активизации [Гордиенко, Тарасов, 2001] и плитотектонические процессы [Bogdanova et al., 2006, 2008]. Все эти процессы изменяли, в первую очередь, структуру земной коры и, в какой-то мере, мантийной литосферы. В коре и примыкающей мантии они фиксируются геофизическими методами, в первую очередь ГСЗ, а в более глубоких частях литосферы их следы могли сохра-

ниться и в данных сейсмотомографии.

Канадский щит. В пределах Канадского щита вопросы плитовой тектоники занимают геологов начиная с конца прошлого века. Особый интерес вызывает юго-восточная часть архейской провинции Сьюперииор, примыкающая с северо-востока к Греннвильскому поясу [Kimura et al., 1993; Sawyer, Benn, 1993; Davis et al., 1994; Percival et al., 1994 и др.]. Здесь на 500-километровом участке к югу от залива Джеймса между меридианами $75\text{—}80^\circ$ з.д. земная кора сложена (с юга на север) метаосадочными породами и интрузивными гранитоидами пояса Понтиак возрастом 2,65—2,70 Ga, гранит-зеленокаменными комплексами и коматиитами пояса Абитибии возрастом 2,7—2,73 Ga, тоналитовыми гнейсами пояса Опатика возрастом ~3,0 Ga. Разделение этих трех поясов (или мегаблоков) крупными широтными зонами разломов и увеличение возраста поясов с юга на север приводило к мысли об аккреции земной коры региона субдукционным путем с севера на юг.

Особенностью геологического изучения провинции Сьюперииор было то, что геологи совмещали высокоточные определения изотопного возраста горных пород со структурными исследованиями на основе плитотектонической концепции [Davis, 1992, 1994; Benn et al., 1992; Percival et al., 1994; Bédard, Ludden, 1997]. Благодаря этому особое внимание уделялось определению возраста разгнейсованных и деформированных пород в зонах разломов и межмегаблоковых швах, что позволило установить время субдукционных процессов.

Однако методами геологической съемки обнаружить и проследить на глубину зоны субдукции было невозможно. Поэтому Американским геофизическим союзом в рамках проекта Lithoprobe Abitibi в 1988—1993 гг. в описываемом районе было проложено несколько профилей ГСЗ и ОГТ, которые объединены в общий геотрансект протяженностью около 500 км, позволивший определить геометрию структур земной коры на глубине.

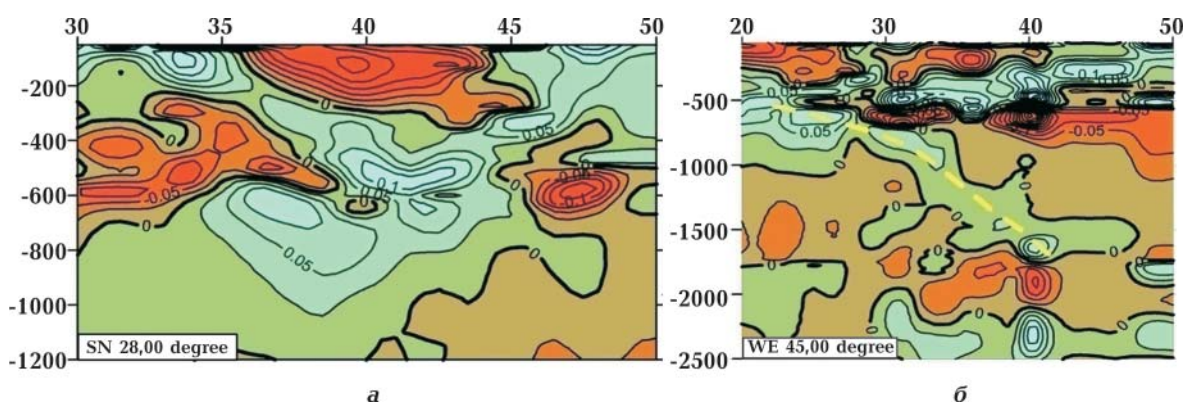


Рис. 1. Вертикальные сечения 3D P -скоростной модели [Бугаенко и др., 2008]: *а* — вдоль меридиана 27° в.д. между 30° с.ш. (Африканская плита) и 50° с.ш. (Евразийская плита) до глубины 1200 км; *б* — вдоль параллели 45° с.ш. между 20° в.д. (П — Паннония) и 50° в.д. (Т.п. — Туранская плита) до глубины 2500 км. Изолинии $\partial\Delta V_p$ проведены через 0,025 км/с. Положительные аномалии $\partial\Delta V_p$ показаны голубым и зеленым цветом, отрицательные — красным.

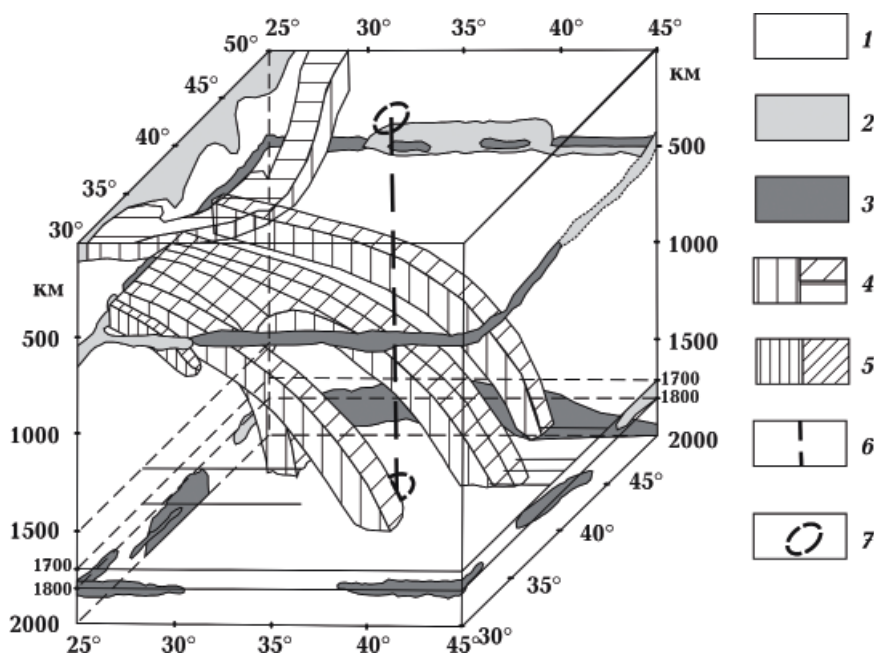


Рис. 2. Блок-диаграмма района исследований, отображающая соотношение верхнемантийных встречных слэбов и среднемантийных наклонных даунвеллингов [Гинтов и др., 2016]: 1 — вмещающая, главным образом относительно низкоскоростная (по значениям невязок ΔV_p км/с) среда в мантии; 2 — относительно низкоскоростные неоднородности ($\Delta V_p \leq 0,15$ км/с); 3 — относительно высокоскоростные, в основном широтно вытянутые неоднородности ($\Delta V_p \geq 0,025$ км/с); 4 — штриховка поверхностей относительно высокоскоростных слэбов и даунвеллингов: вертикальная — боковые, косая и горизонтальная — верхние; 5 — то же относительно низкоскоростных даунвеллингов; 6 — вертикальная ось мантийной колонки (плюма); 7 — следы пересечения колонки с подошвами верхней и средней мантии (в данной работе мантийная колонка не рассматривается).

Обобщенный сейсмический разрез поясов Понтиак—Абитибид—Опатика, приведенный в работе [Calvert, Ludden, 1999], показывает, что в коре пояса Абитибид на глубинах от 10 км до раздела Мохо (~40 км) все сейсмические отражатели падают в север-

ном направлении и в отдельных местах пересекают раздел Мохо, углубляясь еще до 65 км. Совместный анализ сейсмических и геологических данных позволил авторам выделить зоны погружения пород верхней коры в среднюю, которые рассматривают-

ся как аккреционные клинья, и тем самым зафиксировать сутуры, соответствующие зонам субдукции. Ширина области распространения падающих на север отражателей составляет по латерали около 200 км, в поперечнике — около 50—70 км. Авторы рассматривают эту область как общий след двух неoarхейских субдукций возрастом 2,8—2,6 Ga. Верхние 10 км разреза сейсмически прозрачны, так как район перекрыт надвигами пород гранит-зеленокаменного комплекса. Наличие над зоной субдукций нескольких полей развития коматиитов интерпретируется авторами как результат взаимодействия процессов субдукции и подъема плюмов.

Особенности коллизионного процесса, по [Calvert, Ludden, 1999], следующие (рис. 4): а) субдукция неoarхейской океанической литосферы, на которой были размещены террейны Абитиби, под архейский кратон Опатика (~2698 Ma); б) коллизия, формирование аккрецион-

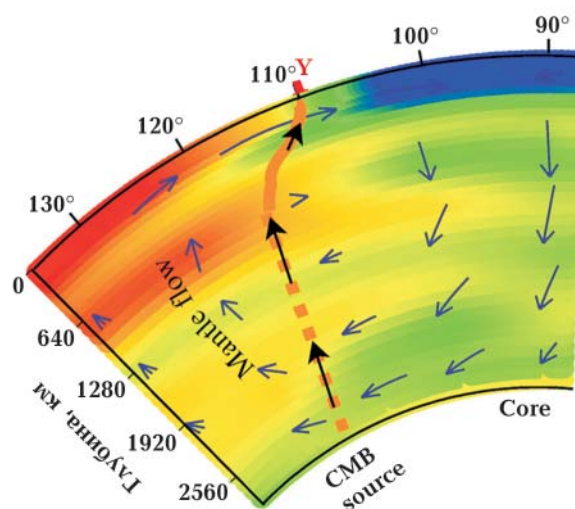


Рис. 3. Пересечение Йеллоустонского плюма с конвекционной ячейкой *S*-волны [Smith et al., 2009]. Для построения скоростного сечения *S*-волн мантии в западной части Северной Америки использована работа [Su et al., 1994]. Направления и скорость мантийного потока представлены векторами. Холодные цвета — относительно высокие, а теплые цвета — относительно низкие скорости.

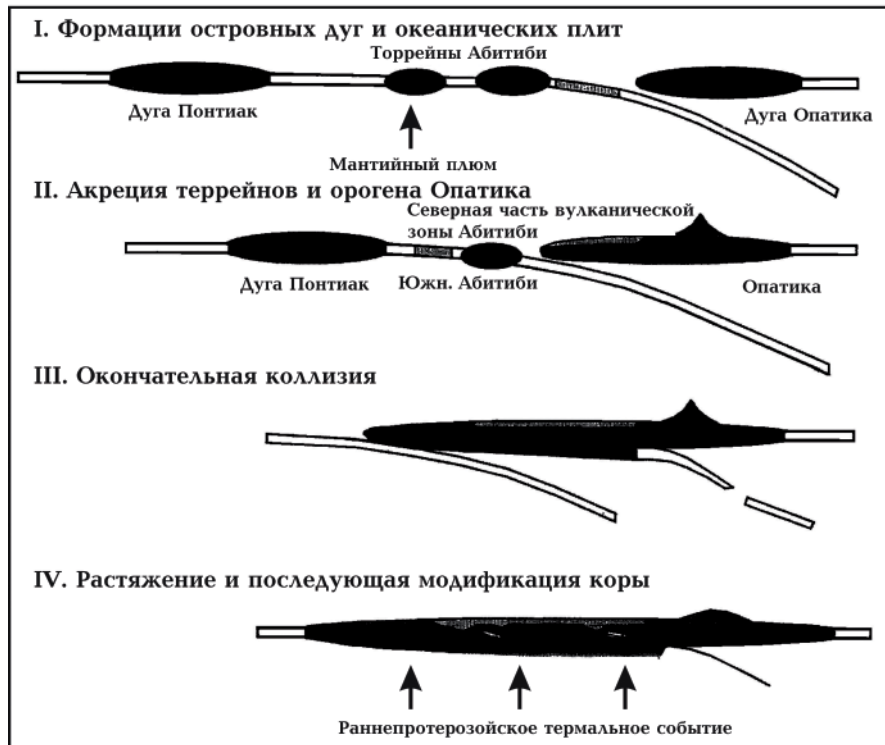


Рис. 4. Схема процесса формирования архейской коры северо-восточной части провинции Сьюпериор, по [Calvert, Ludden, 1999]. Зоны субдукции идентифицированы по нескольким сейсмическим профилям через пояса Опатика, Абитиби и Понтиак. Наличие коматиитов на юге Абитиби указывает на вероятное взаимодействие океанической коры с одним или несколькими мантийными плюмами.

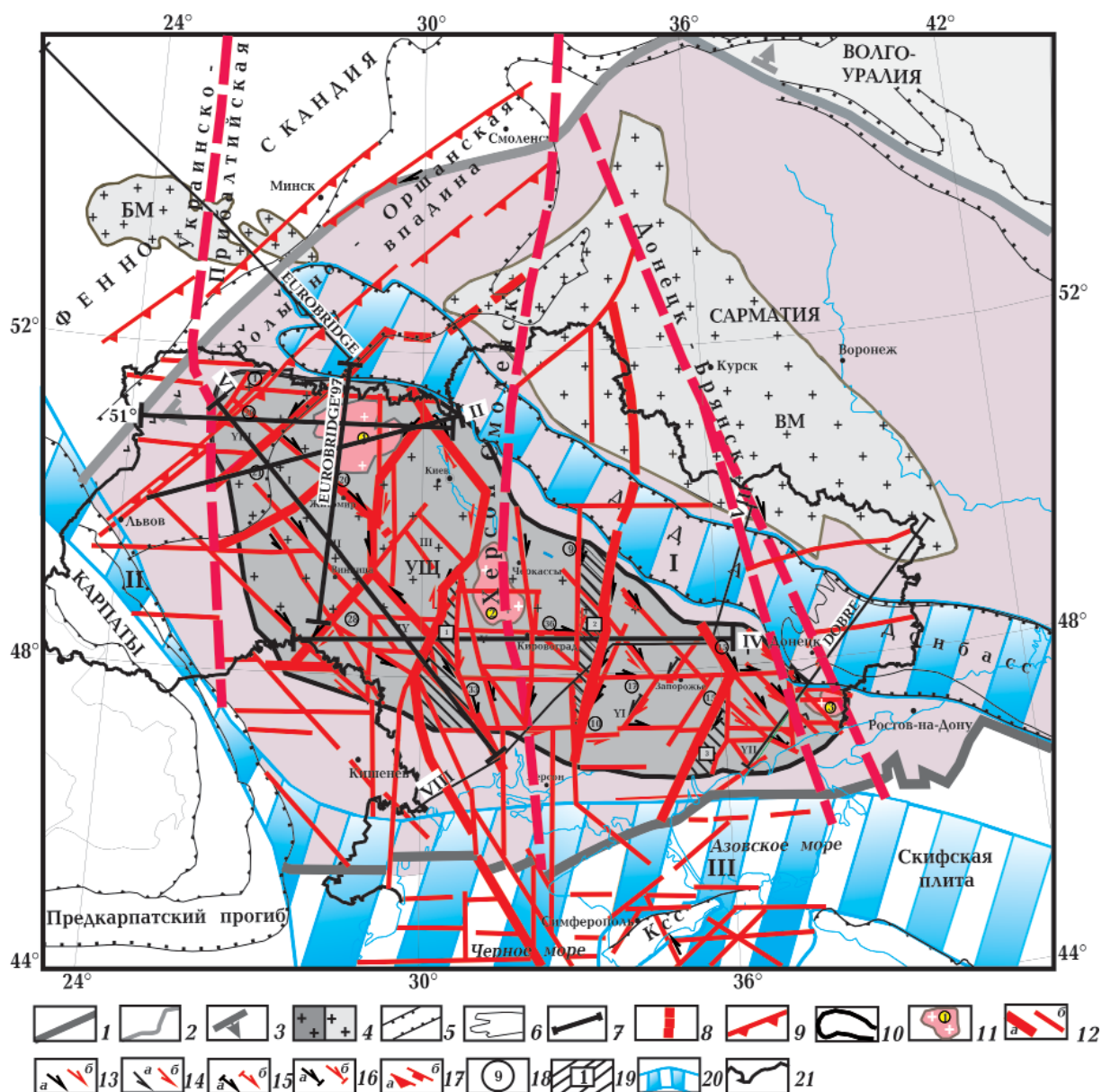


Рис. 5. Основные тектонические регионы Сарматии, по [Гинтов, Пашкевич, 2010] с добавлениями: 1 — граница Восточно-Европейской платформы; 2 — границы между надструктурными элементами ВЕП (Фенноскандией, Сарматией и Волго-Уралией) по [Bogdanova, 1993]; 3 — направление падения зон сочленения сегментов ВЕП; 4 — Украинский щит (УЩ), Белорусский кристаллический массив (БМ), Воронежский кристаллический массив (ВМ); 5 — платформенные наложенные авлакогены и впадины; 6 — граница Донбасса; 7 — геотрансекты II, IV, VI, VIII, международные трансекты ГСЗ EUROBRIDGE и DOBRE, сечение 51° с.ш., показанное на рис. 10; 8 — трансрегиональные тектонические швы Херсон—Смоленск, Донецк—Брянск и Украинско-Прибалтийская зона активизации; 9 — зона сочленения Фенноскандии и Сарматии; 10 — контур УЩ со склонами; 11 — плутоны и крупные интрузивные массивы гранитоидов (цифры в малых кружках): 1 — Коростенский, 2 — Корсунь-Новомиргородский, 3 — Восточно-Приазовский; 12 — зоны разломов меж- (а) и внутримегаблоковые (б); кинематические знаки (а — во время заложения, б — во время главной фазы активизации); 13 — правый сдвиг, 14 — левый сдвиг, 15 — взбросо-сдвиг, 16 — сбросо-сдвиг, 17 — взброс (а) и сброс (б); 18 — номера зон разломов в соответствии с [Гинтов, 2005]: 1 — Горынская, 9 — Западно-Ингулецкая, 10 — Криворожско-Кременчугская, 15 — Орехово-Павлоградская, 17 — Девладовская, 20 — Сарненско-Варваровская, 21 — Суцано-Пержанская, 28 — Немировская, 33 — Первомайская, 36 — Субботско-Мошоринская; 19 — шовные зоны (цифры в квадратах: 1 — Голованевская, 2 — Ингулеcko-Криворожская, 3 — Орехово-Павлоградская); 20 — нефтегазоносные провинции Украины (I — Днепровско-Донецкая, II — Карпатская, III — Азовско-Черноморская); 21 — границы Украины.

ного клина и Опатической островной дуги, состоящих из материала кратона и террейнов Абитибиде, частичная обдукция гранит-зеленокаменного комплекса Абитибиде на дугу; в) продолжение движения океанической литосферы и пояса Понтиак на север, субдукция под Опатическую островную дугу, коллизия Понтиак и дуги (~2683 Ma); г) раннепротерозойское растяжение и мафит-ультрамафитовый магматизм в регионе Абитибиде.

Рассмотрение геодинамического процесса в виде двух, а не одной, субдукций обусловлено тем, что изотопный возраст метаморфических пород, представляющих аккреционный клин на южном обрамлении Опатической островной дуги, древнее подобных пород на северном обрамлении пояса Понтиак.

Автор не располагает данными детального сейсмотомографического изучения региона Супериор, поэтому в приведенных выше материалах освещены в основном только геодинамические процессы в коровой части литосферы.

В тот же период аналогичные работы по ГСЗ земной коры были выполнены в Северо-Западной Канаде вдоль трансекта протяженностью около 3000 км между фанерозойскими Канадскими Кордильерами и архейской провинцией Слейв в соответствии с проектом Lithoprobe SNORCLE [Cook et al., 2005]. Они показали, что в период 1,84—2,1 Ga в результате субдукции океанской литосферы под ороген Слейв и коллизии сформировались раннепротерозойский ороген Вопмей, террейн Хоттах и магматическая дуга Большая Медведица. В период 1,85—0,6 Ga в результате еще одной субдукции и коллизии к ним присоединились террейн Форт Симпсон и Северные Кордильеры. Сейсмические отражатели северо-восточного направления четко фиксируют зоны субдукции ниже раздела Мохо до глубины 90—100 км, а в коре — поддвиги и надвиги в том же направлении. По сути, геодинамический процесс в раннем и позднем протерозое практически одинаков и мало отличается от фанерозойского.

Украинский щит (рис. 5). Плитотектонические исследования в пределах УЩ были начаты Г. И. Каляевым [Каляев, 1976] и продолжены Е. Б. Глевасским, В. Г. Пастуховым, В. М. Клочковым, Л. С. Галецким, С. В. Богдановой, Е. М. Шереметом, И. К. Пашкевич, О. Б. Гинтовым (подробные обзоры приведены в работах [Гинтов, 2012; Старостенко, Гинтов, 2018]). Изучение плюмовых процессов по материалам сейсмотомографии выполняется Т. А. Цветковой с соавторами [Цветкова и др., 2012, 2019].

Геологические модели плитотектонических процессов строились в основном на принципе идентификации палеогеодинамических обстановок докембрия и фанерозоя, выражающихся в вещественных, структурных, металлогенических «полярностях». По петролого-геохимическим критериям выделялись древние аналоги зон спрединга и островных дуг, зоны развития древней океанической и континентальной коры. Этим моделям не хватало кинематической и глубинной составляющих, которые могут быть получены только на основании геофизических, в том числе тектонофизических материалов.

Ниже будут рассмотрены геодинамические модели УЩ, учитывающие как данные геологов, так и геофизиков. Согласно работам [Каляев, 1976; Глеваский, Каляев, 2000], плитотектоническое становление структуры УЩ началось в неоархее или несколько ранее: 2,8 Ga уже были сформированы островные дуги — гранит-зеленокаменные Среднеприднепровская и Белоцерковско-Среднебугская. Тектонофизические модели основываются на результатах суперкомпьютерного петролого-термомеханического моделирования [Sizova et al., 2010; Gerya, 2014; Захаров и др., 2015] и изучения межмегаблоковых зон разломов, некоторые из которых являются элементами сутур. Однако большинство таких зон заложены в раннем протерозое, поэтому здесь рассматриваются только плитотектонические процессы раннепротерозойского возраста, приведшие к окончательной консоли-

дации УЩ и микроконтинента Сарматия.

К сожалению, изучение геодинамических процессов в пределах УЩ осложняется тем, что изотопно-геохронологические исследования и плитотектонические построения выполнялись в отрыве друг от друга и подчинялись решению совершенно разных задач. Более того, в большинстве сводок по изотопному датированию, таких как [Геохронология..., 2005, 2008], нет места плитотектоническим идеям. Поэтому много известно о возрасте мегаблоков, интрузивных и метаморфических комплексов, но мало четких изотопных данных о процессах в межблоковых разломных зонах, которые бы указывали на время и последовательность субдукционных, коллизионных и других плитотектонических процессов. Приходится полагаться в основном на косвенные данные, исходя из структурно-тектонифизических признаков [Гинтов, 2005, 2014], посредством которых было приближенно установлено время заложения зон разломов УЩ.

Это позволило синхронизировать процесс формирования Голованевской, Ингулецко-Криворожской и Орехово-Павлоградской шовных зон (сутур). Возраст этапов разломообразования (2,45—2,30 Ма) и восстановленные деформационные режимы (правые сдвиги при дополнительном сжатии) показывают, что коллизионные процессы, завершившиеся образованием этих трех сутур, шли в начале палеопротерозоя почти одновременно и однонаправлено (рис. 6). В связи с этим были уточнены концепции Е. Б. Глевасского и других авторов, изложенные в работах [Глевасский, 2005; Геолого-геофизическая..., 2006], так как близость во времени коллизионных процессов в западной, центральной и восточной частях УЩ накладывает ограничения на характер субдукции и направление движения микроплит.

В соответствии с новыми представлениями о «мантийном ветре» и пульсирующих плюмах, чисто механическая модель коллизионных процессов западной, центральной и восточной частей УЩ (см. рис. 6) в конце неоархея — начале палеопротерозоя мо-

жет быть представлена тремя архейскими континентальными и двумя разделяющими их океаническими (субокеаническими) микроплитами (рис. 6, а). Среднеприднепровская и Приазовская континентальные микроплиты, по [Каляев, 1976; Глевасский, Каляев, 2000], представляют собой палеоостровные дуги, а Западная, также называемая этими авторами Белоцерковско-Среднебугской палеоостровной дугой, состоит из Бугского и Росинского мегаблоков. Архейский Бугский мегаблок был представлен на допротерозойской поверхности гайворонским и литинским комплексами эндербито-гнейсов, а архейский Росинский мегаблок — гранитоидами тетиевского и метаультрабазитами юрьевского комплексов [Геохронология..., 2005].

Общая современная протяженность рассматриваемой модели — около 600 км. Она сопоставима с приведенной выше моделью провинции Сьюперии (около 500 км), учитывая, что в пределах УЩ выделяются три сутурные зоны. Сходство кинематических данных в обеих моделях позволяет надеяться, что плитотектонические реконструкции по УЩ находятся на правильном пути.

Основное отличие модели УЩ от канадской состоит в отсутствии на УЩ мощной раннепротерозойской вулканической базит-ультрабазитовой покрывки типа Абитиби, которая сильно затрудняла интерпретацию сейсмических данных канадским геофизикам [Calvert, Ludden, 1999]. В пределах УЩ имеются только отдельные массивы базитов и ультрабазитов в основном архейского и (под вопросом) палеопротерозойского возраста, которые, возможно, являются корнями полностью эродированных покровов.

К сожалению, мы не знаем *первичной* латеральной протяженности сечений в обеих моделях. Если первичные размеры континентальных микроплит или террейнов можно себе представить (они не сильно отличаются от современных, так как сформировались в основном на предыдущих этапах развития литосферы), то размеры палеоокеанических бассейнов

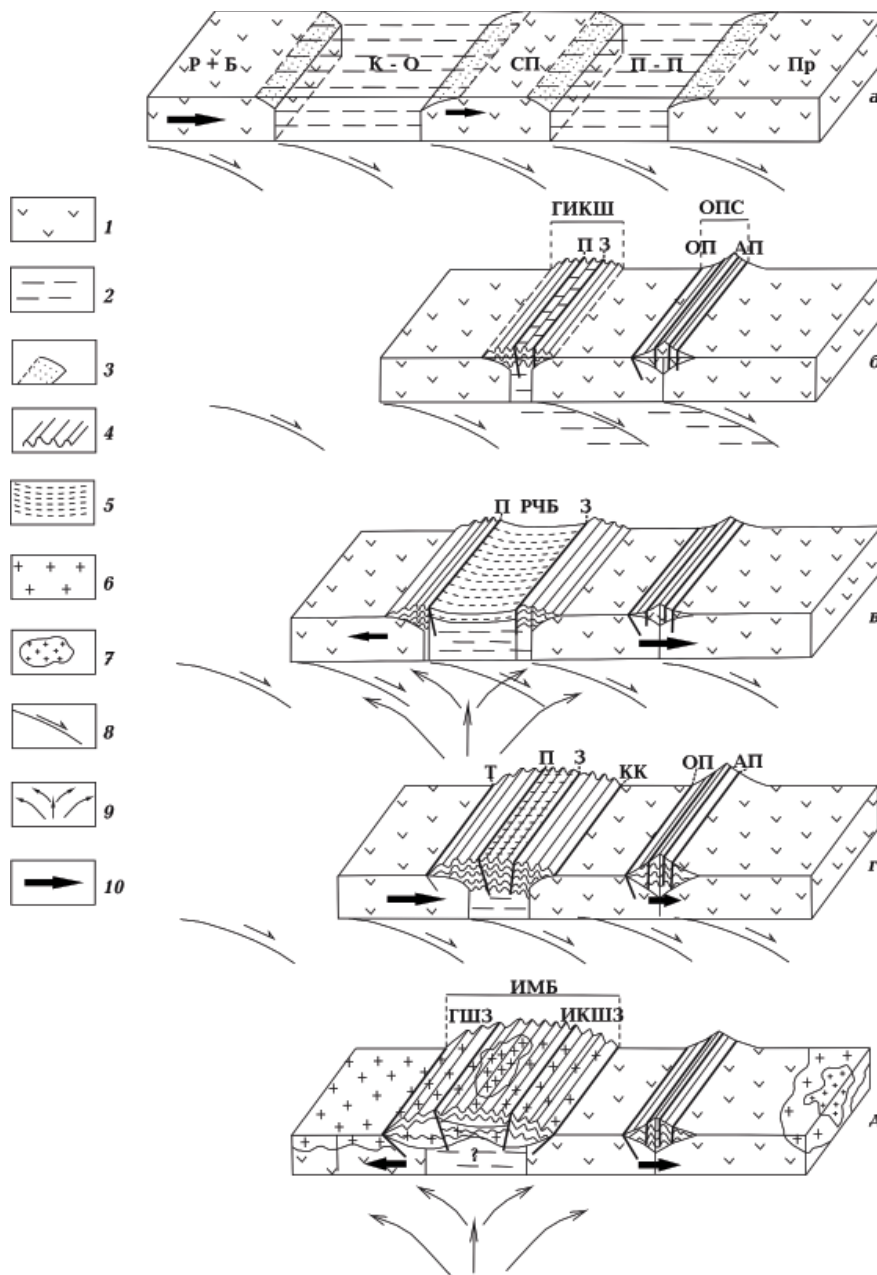


Рис. 6. Внемасштабная схема предполагаемого палеогеодинамического процесса в центральной и восточной частях УЩ (стадии процесса (а—д) объясняются в тексте): 1 — континентальные микроплиты, состоящие из архейских мегаблоков (Р+Б — Росинского и Бугского, СП — Среднеприднепровского, Пр — Приазовского); 2 — океанические (субокеанические) микроплиты (К-О — Криворожско-Одеская, П-П — Приднепровско-Приазовская); 3 — терригенно-вулканогенно-карбонатные толщи, откладываемые на континентальных окраинах (геоклиналях), 4 — деформации в породах коллизионных швов, 5 — вулканогенно-осадочные образования Рощаховско-Чечелеевского бассейна; 6, 7 — протерозойская гранитизация архейских мегаблоков (6 — 2,0—2,1 Ga, 7 — 1,75—1,8 Ga); 8, 9 — направление движения мантийного вещества (8 — в восточной ветви конвективной ячейки или мантийного плюма регионального масштаба, 9 — в пульсирующем мантийном плюме местного масштаба); 10 — направление перемещения континентальных плит (длина стрелки отражает условную относительную скорость перемещения плиты). Буквенные обозначения: ГИКШ — Голованевско-Ингулецко-Криворожский коллизионный шов, ОПС — Орехово-Павлоградская сутура, РЧБ — Рощаховско-Чечелеевский бассейн, ИМБ — Ингульский мегаблок, ГШЗ — Голованевская шовная зона, ИКШЗ — Ингулецко-Криворожская шовная зона; зоны разломов: П — Первомайская, З — Западно-Ингулецкая, ОП — Орехово-Павлоградская, АП — Азовско-Павловская, Т — Тальновская, КК — Криворожско-Кременчугская.

представить гораздо труднее. Для периода 2,8—2,3 Ga нет надежных палеомагнитных данных, которые указывали бы на палеогеографию размещения микроплит докембрийских щитов. Поэтому приведенная на рис. 6 схема не учитывает истинные размеры континентальных и субокеанических палеоплит.

В работе [Гинтов, 2012] были использованы результаты 2 D численного термомеханическо-петрологического моделирования [Sizova et al., 2010], на основании которых сделан вывод, что в конце неогархея – начале палеопротерозоя субдукционный процесс развивался в виде поддвига тонких океанических плит под континентальные амплитудой около 100 км. Этот процесс был назван «плоской субдукцией». Необходимо также учесть, что в раннем докембрии и толщина литосферы, и размеры микроплит были меньше фанерозойских, что было обусловлено более высокой температурой и малыми размерами конвективных ячеек (так называемая «мелкоячеистая конвекция»). Поэтому рассмотренная в разделе «Краткий обзор...» субгоризонтальная ориентация векторов движения мантийного вещества под крупными литосферными фанерозойскими плитами заменяется для условий раннего докембрия наклонной ориентацией векторов перемещения, что подтверждается сейсмическими данными на обоих щитах. Следовательно, плоская субдукция в вертикальном разрезе представляется в виде границ литосферных плит листрического типа.

Осевая линия рассматриваемой модели УЩ совмещена с геотраверсом IV, выполненном в 1960-х годах [Соллогуб, Трипольский, 1969; Соллогуб, 1986], когда о границах листрического типа еще не могло быть речи. В 2018 г. первичные материалы участка геотраверса в пределах Голованевской сутуры были внимательно пересмотрены и переинтерпретированы [Tupolsky et al., 2019]. Это дало возможность выявить целый ряд отражающих площадок, указывающих на наличие здесь листрической зоны, прослеживаемой с глубины 5 км до раздела Мохо (рис. 7).

Представляется следующая последовательность геодинамических событий в соответствии с рассматриваемой моделью.

В неогархее и в начале раннего протерозоя на континентальных окраинах (геоклиналях) микроплит начали накапливаться терригенно-вулканогенно-карбонатные толщи бугской (Бугский мегаблок), росинско-тикичской (Росинский мегаблок), криворожской (запад Среднеприднепровского мегаблока) серий. На сильно приподнятой восточной окраине Среднеприднепровского и западной Приазовского мегаблока (т. е. в пределах Орехово-Павлоградской шовной зоны) в настоящее время сохранились только мезоархейские вулканогенно-осадочные толщи, а неогархей-раннепротерозойские, по-видимому, эродированы.

Движение Западной и Среднеприднепровской микроплит было вызвано мантийной конвекцией в начале палеопротерозоя. Начало субгоризонтальной ветви конвективной ячейки находилось юго-западнее рассматриваемого района, поэтому движение происходило в северо-восточном направлении и литосфера океанических микроплит субдуцировала под Среднеприднепровский и Приазовский микроконтиненты (рис. 6, б). Скорость закрытия Криворожско-Одесского бассейна, расположенного ближе к активной части конвективной ячейки, была выше скорости закрытия Приднепровско-Приазовского бассейна (но и ширина первого была больше). Приазовский микроконтинент, расположенный над затухающей частью мантийного потока, служил упором.

Около 2,45 Ga конвергентный процесс завершился коллизией Среднеприднепровской и Приазовской микроплит, которые стали единой Восточной микроплитой, и образованием Орехово-Павлоградской сутуры. На месте Криворожско-Одесского субокеанического бассейна и геоклиналей возник Голованевско-Ингулецко-Криворожский коллизионный шов (название дано по названиям будущих шовных зон), в котором окраины Западной и Среднеприднепровской микроплит приш-

ли в соприкосновение и породы бугской, росинско-тикичской и криворожской серий начали сжиматься и деформироваться (рис. 6, б). Этот коллизионный шов еще нельзя назвать сутурой, так как породы названных серий не были перемешаны, чему, возможно, препятствовало образование Первомайской и Западно-Ингулецкой зон разломов и архейского Ингулецкого вала, поднявшегося при столкновении микроплит.

Сразу вслед за этим в пределах Голованевско-Ингулецко-Криворожского коллизионного шва начался раздвиг, вызванный образованием дополнительного пульсирующего плюма под швом (рис. 6, в). В образовавшемся Рощаховско-Чечелевском троговом бассейне, ограниченном Первомайской и Западно-Ингулецкой зонами

разломов, начали накапливаться вулканогенно-осадочные толщи ингуло-ингулецкой серии.

Существование двух потоков мантийного вещества — регионального субгоризонтального и локального субвертикального (с субгоризонтальными западной и восточной ветвями) подобно приведенным выше примерам взаимодействия плюмов и стационарных мантийных потоков. В данном случае, пока действовал дополнительный плюм, на фоне общего перемещения плит на восток происходил раздвиг Западной и Восточной микроплит. Когда дополнительный локальный плюм приостановил на время свою деятельность, а движение на северо-восток продолжалось, началось новое сближение Западной и Восточной микроплит, их столкновение и

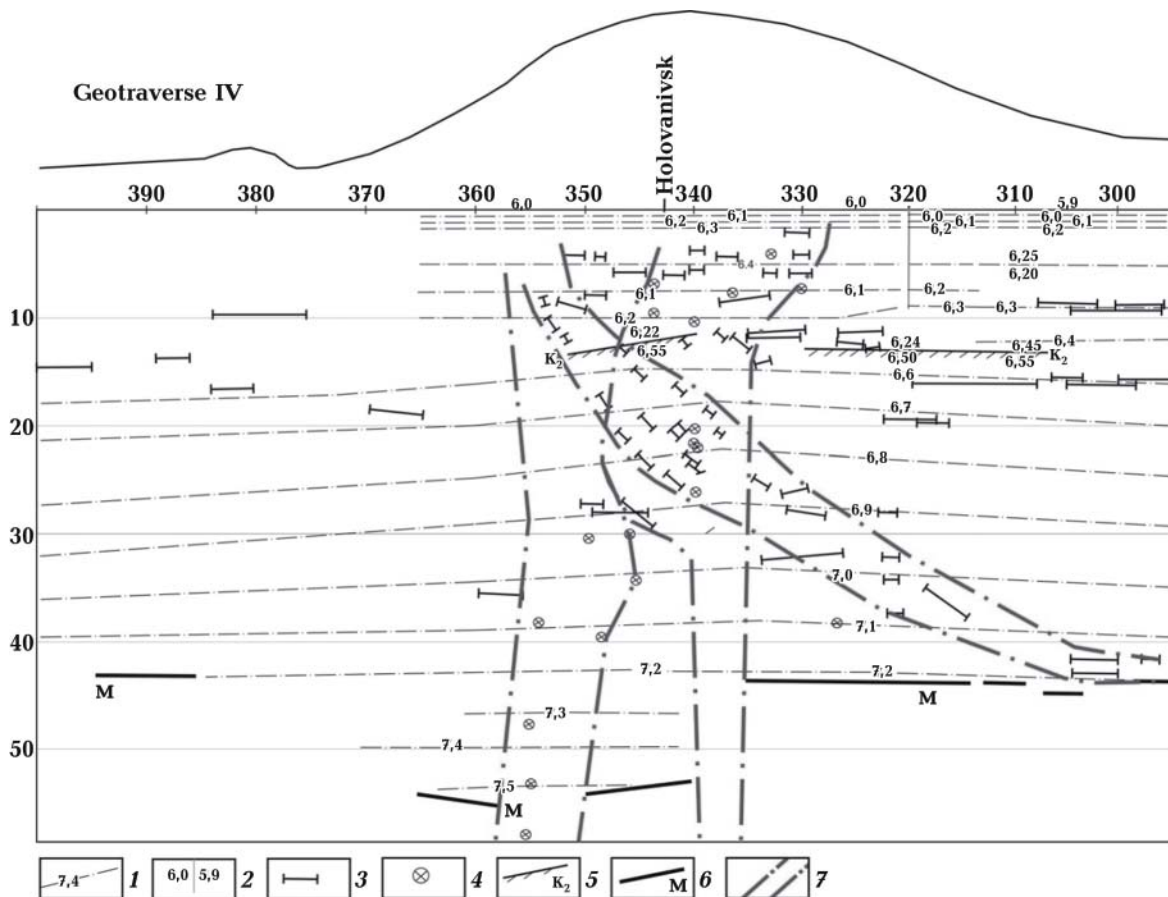


Рис. 7. Сейсмический разрез земной коры вдоль геотраверса IV (ПК 295-400, Голованевская шовная зона — сутура), по [Трупольский et al., 2019]: 1 — изолинии скорости, км/с; 2 — условная граница, разделяющая области геотраверса с разными начальными скоростями; 3 — отражающие элементы в земной коре; 4 — точки дифракции; 5 — сейсмическая граница K2; 6 — граница Мохо; 7 — глубинный разлом.

дальнейшее сжатие и деформация пород бугской, росинско-тикичской, криворожской и находящейся между ними ингуло-ингулецкой серий. Этому способствовало заложение Тальновской и Криворожско-Кременчугской зон разломов, ограничивших возобновившийся Голованевско-Ингулецко-Криворожский коллизионный шов с запада и востока (рис. 6, г).

Около 2,05 Ga пульсирующий плюм под Голованевско-Ингулецко-Криворожским коллизионным швом возобновил свою деятельность и начался новый раздвиг шва, разделение его на две части – Голованевскую и Ингулецко-Криворожскую, ставшими самостоятельными шовными зонами, отодвинутыми друг от друга на 150–200 км (см. рис. 6, д). Между шовными зонами породы ингуло-ингулецкой серии были гранитизированы с образованием массивов автохтонных гранитоидов кировоградского комплекса, а осевую часть заполнили интрузии Новоукраинского массива и Корсунь-Новомиргородского плутона.

Приведенная модель геодинамического развития центральной и восточной частей Украинского щита является всего лишь упрощенной схемой, достоверность которой зависит в первую очередь от геологических и реперных геохронологических данных, которых пока недостаточно и которые часто дискуссионны. При не очень высокой точности определения возраста деформационных процессов здесь возможны ошибки, которых удастся избежать только в результате интенсификации изучения петрологии и датирования докембрийских образований щита и повышения точности и достоверности глубинных геофизических исследований.

Схема также не учитывает разную степень метаморфизма пород бугской и криворожской серий, что может быть связано с различным уровнем эрозионного среза Западной и Среднеприднепровской микроплит при их подъеме после рассматриваемых событий.

Геодинамический процесс, происходивший приблизительно на 0,2 млрд лет поз-

же рассмотренного выше, освещают материалы геотравверсов Евробридж-97, VI, II (рис. 8–10) и геофизическая модель мантии вдоль широты 51° (см. ниже рис. 11).

Геотравверс Евробридж-97 (см. рис. 5) длиной 530 км, выполненный при непосредственном участии Института геофизики НАН Украины, проходит в субмеридиональном направлении по территории Украины и Беларуси. Это южный отрезок общего геотранссекта Евробридж 93-97, проложенного по инициативе и под научным руководством С. В. Богдановой через акваторию Балтийского моря, территорию Литвы, Беларуси и Украины для изучения зоны конвергенции микроконтинентов Фенноскандии и Сарматии. В работе [Bogdanova et al., 2006] было показано, что кора и верхняя мантия в области между ранее далеко отстоявшими друг от друга Фенноскандией и Сарматией были окончательно сформированы во время и после их столкновения 1,8–1,7 Ga. Основной участок столкновения — Центрально-Беларусская шовная зона (ЦБШЗ) северо-восточного простирания (45–50°) с осевой Минской зоной разломов, которая является 600-километровой границей северо-западной окраины Сарматии и характеризуется сильной деформацией и гнейсификацией пород коры. К юго-востоку от ЦБШЗ и параллельно ей простирается 1000-километровый Осницко-Микашевичский магматический пояс (ОМП) возрастом около 2,0 Ga. Он частично заходит в пределы Украины и граничит с северо-западной окраиной УЩ. ОМП пересечен геотравверсами VI и II.

Евробридж-97 начинается в Беларуси южнее Центрально-Беларусской шовной зоны и ее главного элемента — Минской зоны разломов. Однако, пересекая девонскую Припятскую впадину и почти весь Украинский щит (палеопротерозойский Волынский мегаблок и Коростенский плутон, а также архейский Подольский мега блок), он дает отчетливое сейсмическое отображение следов субдукционных структур, прослеживаемых под Мохо на удалении 200–300 км от Минской зоны.

В работах [Ильченко, 2002; Thybo et al., 2003] была выполнена двумерная инверсии времени прохождения и моделирования трассировки лучей (рис. 9). В работе [Bogdanova et al., 2006] эти данные дополнены материалами плотностного моделирования с использованием зависимостей плотности от скоростей продольных и распространения поперечных волн, отношения V_p/V_s , а также данными сейсмомографии, петрологии и сравнительной геологии. Тектоническая модель литосферы под геотраверсом Евробридж-97, полученная в последней работе, приведена на рис. 10.

Полученные модели демонстрируют,

что в палеопротерозойских плитах, даже прошедших метаморфическую переработку в архее, все еще могут быть сейсмическими методами идентифицированы структуры, образованные в более поздних тектонических процессах.

Нас, главным образом, интересуют наклонные в южных румбах корово-мантийные отражатели, выделяемые по P - и S -волнам, особенно те, которые уходят глубоко в мантию. Такой структурой на геотраверсе Евробридж-97 является отражатель, выделенный по данным ГСЗ на глубинах 45–80 км, протяженностью около 200 км от северного края Припятской впадины (ПВ) до середины Коростен-

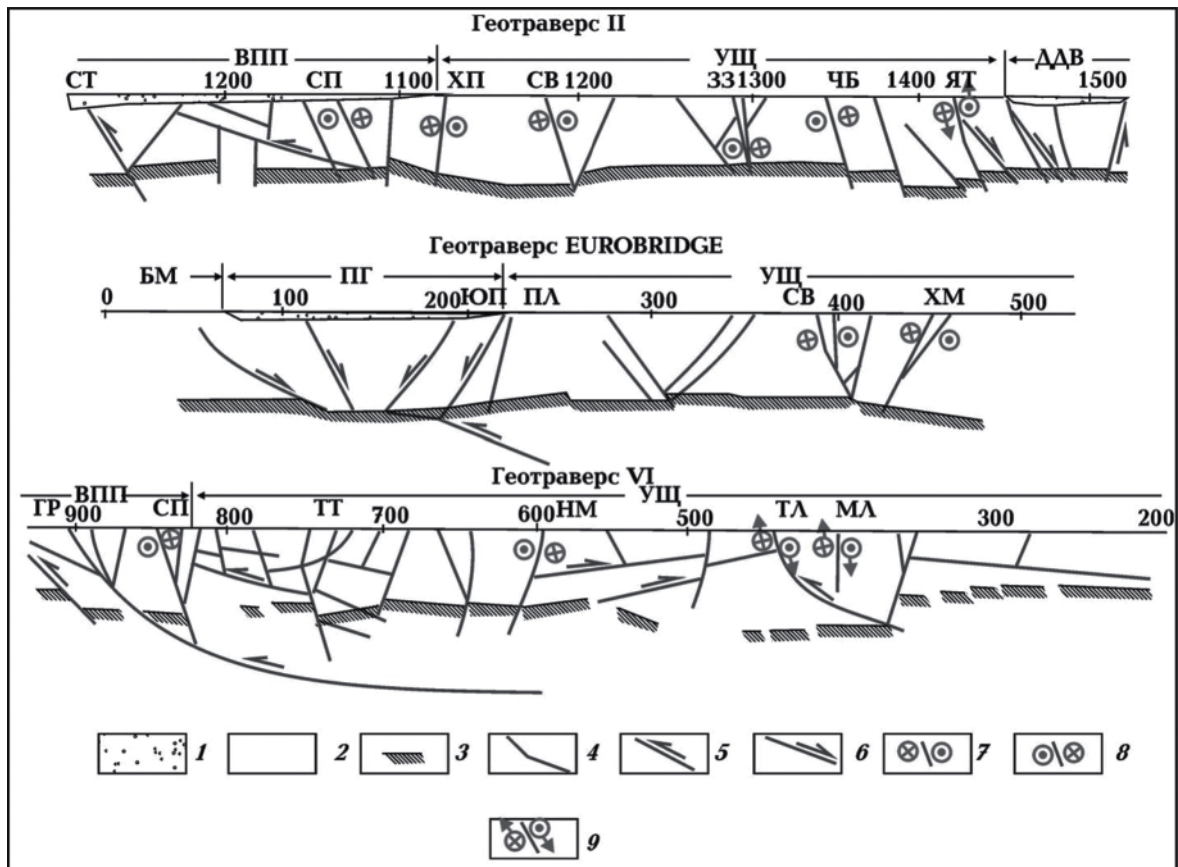


Рис. 8. Кинематические характеристики зон разломов на геотраверсах II, VI и Евробридж-97 в разрезе, по [Гинтов, Пашкевич, 2010]: 1 — осадочный чехол, 2 — кристаллические породы земной коры, 3 — раздел М, 4 — зоны разломов, 5–9 — кинематические знаки: 5 — надвиг, взброс, подвиг, 6 — сброс, 7 — правый сдвиг, 8 — левый сдвиг, 9 — взбросо- или сбросо-сдвиги (в зависимости от наклона зоны). Регионы: ВПП — Волыно-Подольская плита, УЩ — Украинский щит, ДДВ — Днепроовско-Донецкая впадина, БМ — Белорусский массив, ПГ — Припятский грабен. Зоны разломов: СТ — Стоходская, СП — Суцано-Пержанская, ХМ — Хмельникская, СВ — Сарненско-Варваровская, ЗЗ — Звиздаль-Залесская, ЧБ — Чернобыльская, ЯТ — Ядлов-Трактемировская, ЮП — Южно-Припятская, ПЛ — Полеская, ГР — Горынская, ТТ — Тетевская, НМ — Немировская, ТЛ — Тальновская, МЛ — Молдовская.

ского плутона [Ильченко, 2002; Thybo et al., 2003]. По данным сейсмотомографии эта структура прослежена по подошве сейсмической литосферы (высокоскоростного слоя верхней мантии) еще на ~300 км через весь УЩ до Преддобруджинского прогиба на глубину около 350 км (см. рис. 10) [Bogdanova et al., 2006].

Геодинамическая интерпретация данного мантийного отражателя весьма неоднозначна: Т. В. Ильченко определила его как след поддвига Фенноскандии под Сарматией, в работе [Thybo et al., 2003] он рассматривается как след сuture после аккреции Сарматии и Волго-Уралии (?) либо более поздняя зона сдвига в мантии; в работе [Bogdanova et al., 2006] предполагает-

ся, что это может быть детатчмент в верхней части мантии, связанный с образованием Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена (ПДДА).

Однако две последние точки зрения не имеют достаточного обоснования. Детальное, на современном геофизическом уровне, изучение днепровской части ПДДА [Пашкевич и др., 2018] показало, что эта структура, за исключением Донецкой части, является сложным сдвиго-раздвигом, и сутур или детатчментов, погружающихся в сторону УЩ, не было установлено. Что касается границ сочленения Сарматии с Фенноскандией и Волго-Уралией, то место начала рассматриваемого отражателя под северным краем ПВ находится вблизи пер-

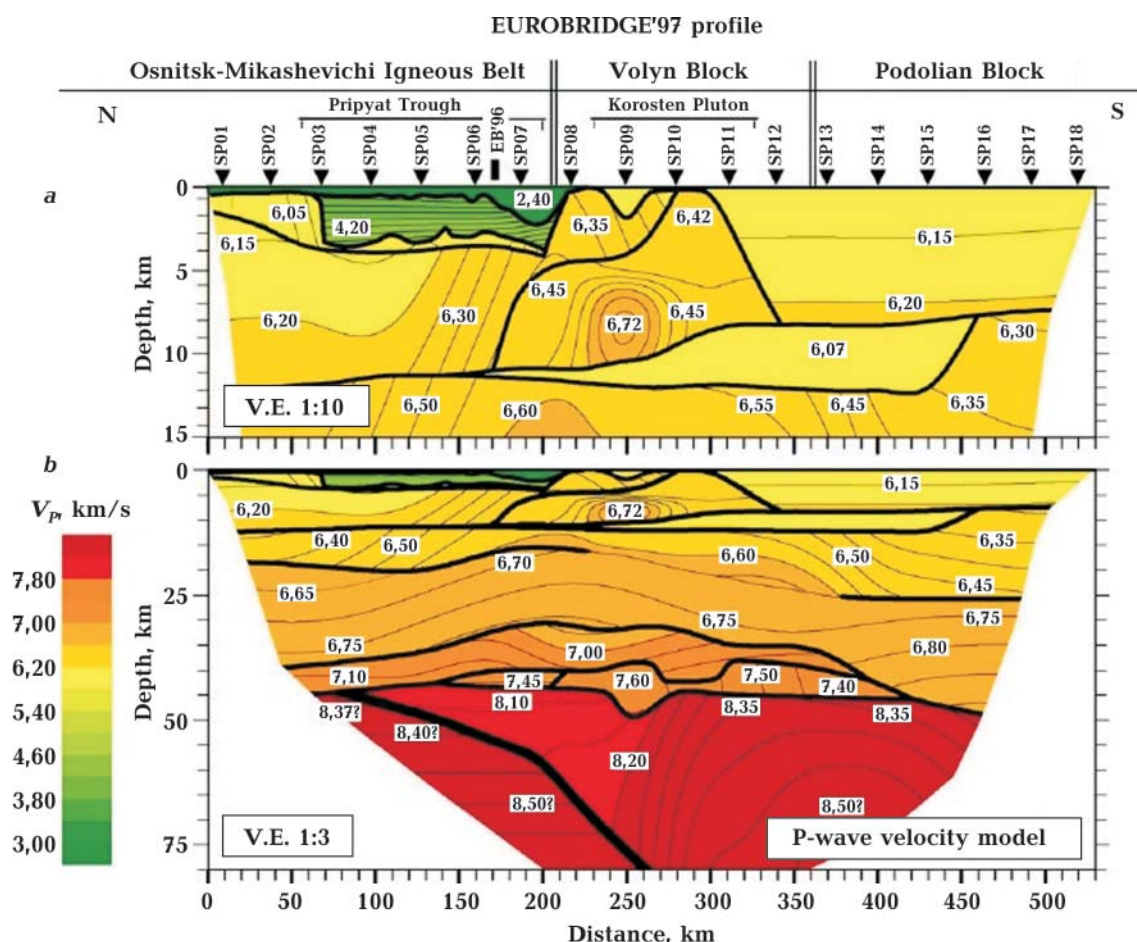


Рис. 9. Двумерная модель скорости P -волн по профилю Евробридж-97, по [Thybo et al., 2003]: a — детали верхней коры; b — полная литосферная модель. Толстые черные линии представляют основные скоростные границы. Отражатель в мантии ограничен только отражениями, поэтому скорость ниже его неизвестна. Тонкие линии представляют изолинии скорости со значениями (км/с), показанными в белых прямоугольниках. Стрелки показывают положения пунктов взрыва.

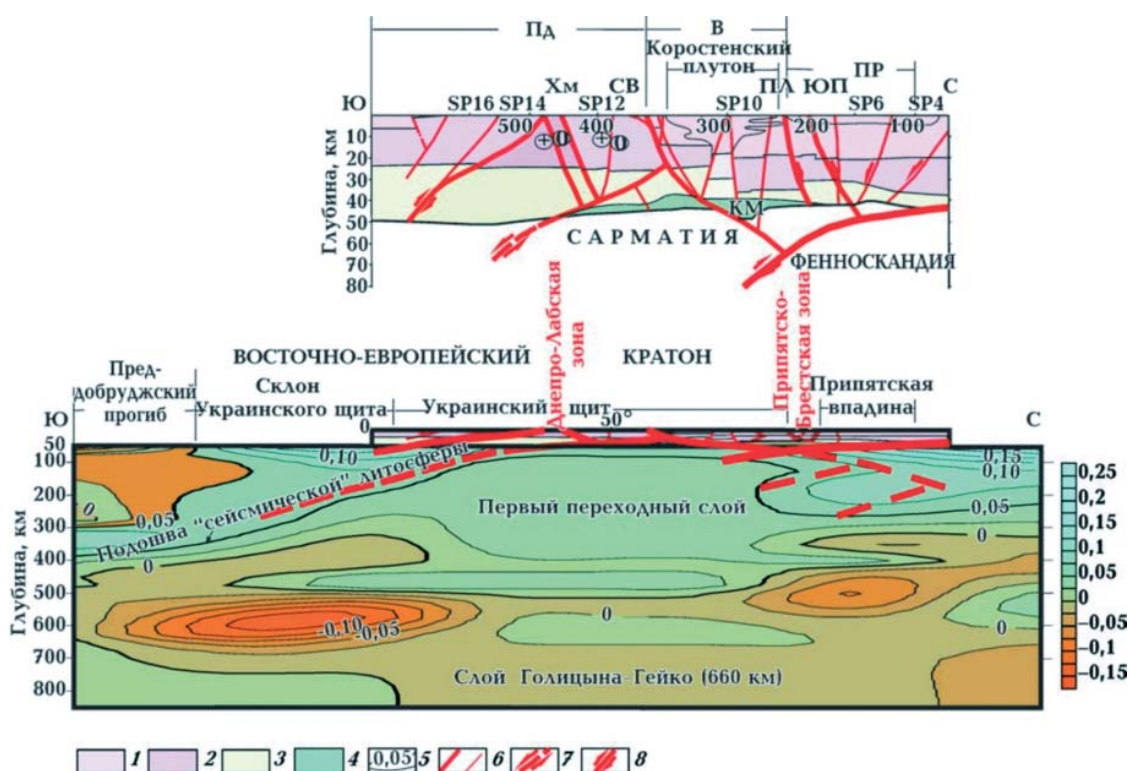


Рис. 10. Тектоническая интерпретация данных ГСЗ, плотностной модели и сейсмотомографии вдоль геотранверса Евробридж-97 [Bogdanova et al., 2006]: 1–4 — петрофизические слои консолидированной земной коры (1 — «гранитный», 2 — «диоритовый», 3 — «базальтовый», 4 — «коромантийная смесь»); 5 — изолинии ∂V_p ; 6 — зоны разломов, сопровождавшие субдукционный процесс (слева) и разломы высших порядков; 7 — левый сдвиг; 8 — правый сдвиг.

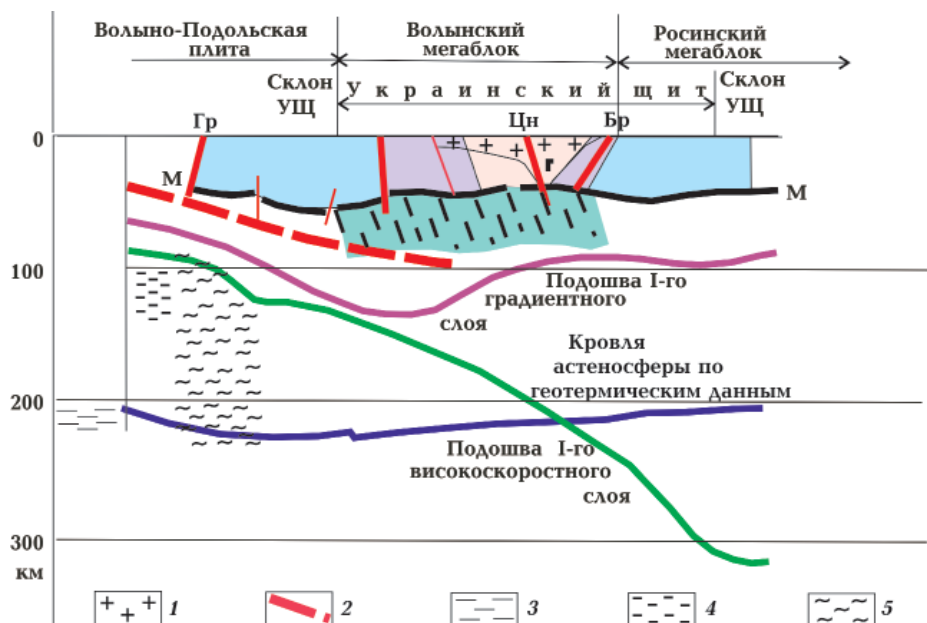


Рис. 11. Строение мантии вдоль 51° с.ш. по данным сейсмической томографии [Створення..., 2006]: 1 — Коростенский плутон; 2 — след зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии по данным ГСЗ; 3 — астеносфера по петрологическим данным; 4, 5 — зоны пониженных скоростей (4 — по данным ГСЗ, 5 — по данным сейсмической томографии). Зоны разломов: Гр — Горынская, Цн — Центральная, Бр — Брусиловская. Строение земной коры не рассматривается.

вой границы и на удалении почти 800 км от второй (см. рис. 5).

Единственное реальное, с точки зрения автора, объяснение обсуждаемой мантийной структуры — это след субдукции *океанической литосферы* под Сарматию, пересекаемый геотраверсом Евробридж-97 в меридиональном направлении под углом 45° к направлению погружения плиты. Рассмотрим этот вопрос более подробно.

Данные сейсмотомографии имеются также на сечении мантии, пересекающем ОМП, Волынский мегаблок с Коростенским плутоном и восточный склон УЩ вдоль 51° с.ш. (рис. 11), составленном И. К. Пашкевич с соавторами [Створення..., 2006]. На этом сечении так же, как и на Евробридж-97 (см. рис. 10), подошва высокоскоростного слоя верхней мантии (сейсмической литосферы), соответствующая зоне палеосубдукции, погружается на протяжении ~ 400 км с уровня 50—80 до глубины 320 км.

Таким образом, получены две приблизительно одинаковые модели зоны палеосубдукции на сечениях меридионального и широтного простираения: $H=50\rightarrow 350$ км, $L \geq 500$ км и $H=50\div 80\rightarrow 320$ км, $L=400$ км, соответственно. Это позволяет построить объемную схему (рис. 12), из которой следует, что зона палеосубдукции погружалась в юго-восточном направлении, ортогональном простираению ЦБШЗ и ОМП.

Еще три геотраверса — VI, II и Pancake — могут быть частично использованы для доказательства. Геотраверс VI (см. рис. 5, 8) начинается в пределах ОМП и продолжается на юго-восток (140°) практически перпендикулярно всем структурам сочленения Фенноскандии и Сарматии. Листрический корово-мантийный отражатель протяженностью около 350 км — след зоны субдукции — начинается в районе Горынской зоны разломов и прослеживается до Немировской зоны разломов на глубину ~ 100 км. Отметим, что модель ГСЗ (геотраверс VI) по имеющимся отражающим площадкам на глубинах около 100 км достоверна только до Тетеревской зоны разломов, т. е. на первых 60—70 км своей длины. Да-

лее зона субдукции проэкстраполирована практически горизонтально, хотя можно предполагать ее погружение по аналогии с первыми двумя сечениями. На геотраверсе II (см. рис. 8) самый длинный отражатель в земной коре ОМП и продолжающая его поверхность Мохо Волынского мегаблока общей длиной около 200 км падают в сторону КП, хотя геотраверс ориентирован под острым углом к сутурной зоне. Геотраверс Pancake [Starostenko et al., 2013] проходит в пределах УЩ параллельно ОМП. Коровые и мантийные границы в его разрезе субгоризонтальны.

Обсуждение. Приведенные материалы достаточно убедительно показывают, что практически все имеющиеся сейсмические данные отражают процесс палеосубдукции со стороны Фенноскандии под Сарматию. Но каков возраст этой палеосубдукции? В работе [Bogdanova et al.,

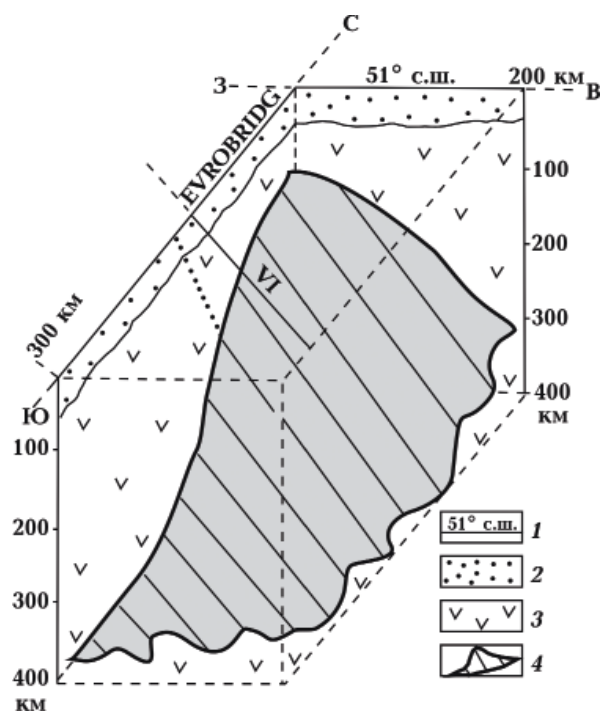


Рис. 12. Объемная схема нижней поверхности зоны палеосубдукции Фенноскандии под Сарматию на территории Украины: 1 — линии выхода на земную поверхность вертикальных сечений 51° с.ш. и геотраверса Евробридж-97; 2 — земная кора; 3 — мантия; 4 — условная плоскость нижней поверхности слэба, погружающегося в юго-восточном направлении.

2006] упоминается, что ОМП — типичный элемент активной континентальной окраины Андского типа, созданной 2,0—1,95 Ga субдукцией океанической коры у края Сарматии. Дальше авторы этот тезис не развивают, хотя и так понятно, что одной субдукцией в процессе сочленения двух микроконтинентов не обойтись. Общая ширина зоны сочленения рассматриваемых микроконтинентов слишком велика: в нее должны быть включены Суцано-Пержанская, Тетеревская, Чернобыльская и Немировская зоны разломов западной части УЩ, ориентированные параллельно ОМП и имеющие такой же возраст заложения ~1,99 Ga [Гинтов, 2014], т. е. моложе процессов гранитизации, охвативших Волинский и Подольский мегаблоки 2,30—2,05 Ga. Следовательно, ширина зоны сочленения не менее 500 км, время формирования охватывает период 2,0—1,8 Ga, а приведенные выше примеры докембрийских геодинамических процессов показали, что при такой ширине и длительности процесса она обычно включает 2-3 зоны субдукции.

Таким образом, субдукционному процессу, произошедшему около 1,86 Ga и приведшему к формированию ЦБШЗ, предшествовал еще один процесс субдукции на 0,1—0,2 млрд лет раньше, в результате которого сформировался ОМП. Авторы работы [Bogdanova et al., 2006] уделяют мало внимания этой субдукции, хотя, возможно, описанные выше сейсмические отражатели отмечают именно ее след.

Теперь необходимо увязать геодинамические процессы, приведшие к сочленению западных и восточных частей УЩ, с процессами, объединившими Фенноскандию и Сарматию. В этом плане еще нужно много работать, но некоторые данные имеются уже сейчас.

Видно, что этап объединения УЩ в единое целое начался в самом начале палеопротерозоя или даже в конце неоархея, т. е. около 2,5 Ga. Объединение Фенноскандии и Сарматии началось на ~400 млн лет позже. Однако окончились оба этапа (в пределах территории Украины) практи-

чески одновременно формированием на постколлизиионном этапе известных плутонов габбро-анортозитов и рапакиви, а также щелочных комплексов Приазовья 1,8—1,7 Ga. Возможно (и скорее всего), были пропущены какие-то важные геодинамические события, которые необходимо еще изучать.

Установлено [Гинтов, 2005], что главные зоны разломов, входящие в состав сутур первого этапа (Тальновская, Первомайская, Западноингулецкая Криворожско-Кременчугская, Орехово-Павлоградская), — являются при заложении правыми сдвигами. Другими словами, как уже говорилось, источник сил, двигавших микроплиты на первом этапе, находился юго-западнее УЩ (в современных координатах). Главные зоны разломов второго этапа — Горыньская, Суцано-Пержанская, Тетеревская, Немировская — левые сдвиги, т. е. источник движущих сил находился на северо-северо-западе. Поскольку оба этапа перекрываются на временном интервале $2,0 \pm 0,2$ Ga, можно предполагать, что в этот и последующие периоды действовал единый — северо-северо-западный — источник сил и тогда зоны разломов первой группы должны были испытать реверс. Такая смена направления сдвигов по этим разломам предполагалась и ранее [Гинтов, 2005], но время не было известно.

Можно также предположить, что источник сил, перемещавших плиты на обоих этапах, был единым, а основную роль в различии направлений сдвигов играли повороты микроплит. Однако надежных палеомагнитных данных для периода около 2,0 Ga пока нет.

Возвращаясь к проблеме связи плейт- и плюмтектоники, необходимо отметить, что С. В. Богданова уделяла этой проблеме много внимания, специально занявшись вместе с сотрудниками ИГФ НАН Украины изучением дайковых комплексов УЩ [Bogdanova et al., 2013]. В Волинском, Ингульском и Приазовском мегаблоках были исследованы дайковые пояса, которые оказались тесно связанными во времени и пространстве с Коростенским,

Корсунь-Новомиргородским плутонами габбро-анортозитов и рапакиви, а также с приазовскими субщелочными гранитоидами. Образование дайковых поясов происходило в два этапа: мантийные мафитовые и ультрамафитовые дайки внедрились в период 1,8—1,77 Ga, нижнекоровые — 1,76—1,75 Ga. Поскольку внедрение даек контролировалось сдвиговыми разломами определенных направлений в условиях их активизации и растяжения, был сделан вывод, что основной причиной дайкообразования были повороты Сарматии в конце ее сочленения с Фенноскандией.

Этот вывод противоречил высказывавшимся ранее взглядам, например [Peng et al., 2006; Gladkochub et al., 2010], что широкое формирование дайковых поясов в период 1,8—1,75 Ga было связано с активизацией суперплюма, который начал разрушать палеопротерозойский суперконтинент Колумбия (Нуна).

Однако необходимость введения в модель формирования центральной и восточной частей УЩ пульсирующего плюма под участком литосферы, включающем Корсунь-Новомиргородский плутон, заставляет вернуться к идее суперплюма и предположить, что и Коростенский плутон, и площадь развития субщелочных гранитоидов Восточного Приазовья являются следствием деятельности локальных пульсирующих плюмов как проникших через литосферу отростков упомянутого суперплюма.

Заключение. Применение суперсовременных компьютерных систем, позволяющих обрабатывать и анализировать миллионы сигналов от крупных и мелких землетрясений, изучение глобальных особенностей гравитационного и электромагнитного полей Земли позволило крупным международным группам ученых получить в последние годы впечатляющие результаты о тектоносфере Земли, охватывающей не какую-то часть планеты, а весь ее объем от поверхности до внутреннего ядра.

Интерпретация сейсмических данных с использованием объемных *P*- и *S*-волн, изучение и сейсмическое моделирование

структурированности мантии на основе эффекта расщепления *S*-волн на S_V и S_H составляющие показали, что Земля является огромным термохимическим «двигателем», в котором на различных уровнях, разделенных полупроницаемыми барьерами полиморфных превращений, происходит движение мантийного вещества как в вертикальном, так и горизонтальном направлении. Тысячекилометровые слэбы погружаются от верхов мантии до ее границы с внешним ядром или слоем D'' , расплываясь экраном по его поверхности и создавая условия для прогрева и гравитационной неустойчивости. От внешнего ядра и слоя D'' к подножью литосферы поднимаются шлейфы относительно легкого мантийного вещества (плюмы), включающего газовую и флюидную составляющие, которые растекаются под ГГГ или у подножия литосферы, образуя выступы, прорывающие последнюю и фиксируемые на поверхности Земли как «горячие точки». Погружающиеся слэбы и поднимающиеся плюмы на своем пути часто искривляются, образуя субгоризонтальные участки, что связано с воздействием на них субгоризонтальных ветвей еще более глобальной конвекции, иногда называемых «мантийным ветром».

Приведенная геодинамическая картина отражает современные процессы в Земле, хотя понятно, что в прошлые геологические эпохи эти процессы были еще более активными. Современные процессы и движения мантийного вещества стирают геофизические признаки более древних процессов в постоянно изменяющейся и омолаживающейся средней и нижней мантии. Но в твердой литосфере и примыкающих к ней участках мезосферы, сохранившейся еще с раннего докембрия, отдельные элементы зон субдукции и плюмов того времени могут сохраняться. Естественно, их было бы трудно распознавать, не имея геологических и геофизических данных, полученных при изучении древней земной коры. Пример Канадского и Украинского щитов показывает, что это в принципе возможно.

Земная кора докембрийских щитов также интенсивно перерабатывалась термодинамически процессами гранитизации и базификации, которые можно сравнить с действием горячих точек, тогда развитых шире, чем сейчас. На террейнах УЩ эти процессы были наиболее активными в интервале $2,0 \pm 0,2$ Ga. Поэтому геодинамические процессы этого и более поздних периодов фиксируются геофизическими и геологическими данными.

Рассмотренные два перекрывающихся во времени этапа геодинамической эволюции УЩ не исчерпывают всех возможных эпизодов его неархейско—протерозойского геодинамического развития. Их изу-

чение необходимо продолжать. Но для этого нужно заинтересовать европейские геологические и геофизические организации в проложении суперсовременного геотраверса ГСЗ вдоль осевой части УЩ на месте геотраверса IV, который уже устарел. Новейшие методики полевых исследований, обработки и интерпретации материалов ГСЗ позволят более детально изучить скоростной разрез коры, проникнуть глубже раздела Мохо и выявить новые структурные элементы для познания докембрийских геодинамических процессов. Полагаем, что полученные при этом результаты были бы интересны не только для украинской, но и для мировой геологической науки.

Список литературы

- Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. Трехмерная P -скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 5. С. 145—160.
- Гейко В. С., Бугаенко И. В., Шумлянская Л. А., Заец Л. Н., Цветкова Т. А. 3-D P -скоростное строение верхней мантии Восточного Средиземноморья. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 4. С. 13—30.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Архей. Отв. ред. Н. П. Щербак. Киев: Наук. думка, 2005. 244 с.
- Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. Отв. ред. Н. П. Щербак. Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.
- Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита. Под ред. А.В. Анциферова. Киев: Наук. думка, 2006. 196 с.
- Гинтов О. Б. Докембрий Украинского щита и тектоника плит. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 6. С. 2—21.
- Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
- Гинтов О. Б. Проблемы геодинамики Украинского щита в докембрии. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 5. С. 3—22. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i5.2015.111142>.
- 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. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145>.
- Гинтов О. Б., Егорова Т. П., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Муровская А. В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568>.
- 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. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i2.2010.117553>.
- Гинтов О. Б., Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Муровская А. В. Некоторые особенности строения мантии Восточного Средиземноморья и их геодинамическая интерпретация. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 1. С. 17—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107719>.
- 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.
- Гордиенко В. В., Тарасов В. Н. Современная активизация и изотопия гелия территории Украины. Киев: Знание, 2001. 102 с.
- Добрецов Н. Л. Геологические следствия теории термохимической модели плюмов. *Геология и геофизика.* 2008. Т. 49. № 7. С. 587—604.
- Добрецов Н. Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели Земли. *Геология и геофизика.* 2010. Т. 51. № 6. С. 761—784.
- Захаров В. С., Перчук А. Л., Завьялов С. П., Синева Т. А., Геря Т. В. Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы. *Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология.* 2015. № 2. С. 3—10.
- Ильченко Т. В. Результаты исследований методом ГСЗ вдоль геотрансекта Евробридж-97. *Геофиз. журн.* 2002. Т. 24. № 3. С. 36—50.
- Каляев Г. И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит. *Геол. журн.* 1976. Т. 36. Вып. 1. С. 29—41.
- Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е. Современные проблемы геотектоники геодинамики. Москва: Научный мир, 2004. 610 с.
- Лулева М. Н. Сейсмическая анизотропия и пространственное распределение параметров расщепленных волн от местных землетрясений вдоль восточной части острова Хоккайдо. *Физическая мезомеханика.* 2008. Т. 11. № 1. С. 37—43.
- Пашкевич И. К., Куприенко П. Я., Макаренко И. Б., Савченко А. С. Геодинамика Днепровско-Донецкой впадины. В кн.: *Очерки геодинамики Украины.* Под ред. В. И. Старостенко, О. Б. Гинтова. Киев: Изд-во «Підприємство ВІ ЕН ЕЙ», 2018. С. 310—323.
- Пучков В. С. Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов. *Геотектоника.* 2016. № 4. С. 88—104.
- Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 183 с.
- Соллогуб В. Б., Трипольский А. А. Некоторые данные о глубинном строении земной коры по профилю Таганрог—Кировоград. *Геофиз. сб. АН СССР.* 1969. Т. 31. С. 5—24.
- Старостенко В.И., Гинтов О.Б. Проблемы геодинамики украинского докембрия (обзор взглядов). В кн.: *Очерки геодинамики Украины.* Под ред. В. И. Старостенко, О. Б. Гинтова. Киев: Изд-во «Підприємство ВІ ЕН ЕЙ», 2018. С. 355—367.
- Створення комплексної тривимірної геофізичної моделі літосфери в зв'язку з магматизмом, тектонікою та утворенням корисних копалин Українського щита. Науковий звіт Інституту геофізики НАН України. Киев, 2006. 515 с. Укргеолфонд, № гос. реєстрації 0102U002478.
- Трубицын В. П. Сейсмическая томография и дрейф континентов. *Физика Земли.* 2008. № 11. С. 3—19.
- Трубицын В. П., Харыбин Е. В. Термохимические мантийные плюмы. *Докл. РАН.* 2010. Т. 435. № 5. С. 683—685.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В. Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 161—172. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116672>.
- Цветкова Т. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Главная геодинамическая граница и сейсмическая визуализация плюмов Восточно-Европейской платформы. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 42. № 1. С. 137—152. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158868>.
- Barruol, G., & Fontaine, F. R. (2013). Mantle flow beneath LaRéunion hotspot track from SKS splitting. *Earth and Planetary Science Letters*, 362, 108—121. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.017>.
- Bédard, L. P., & Ludden, J. N. (1997). Nd-isotope evolution of Archaean plutonic rocks in south-eastern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34(3), 286—298. <https://doi.org/10.1139/e17-026>.
- Benn, K., Sawyer, E. W. & Bouchez, J.-L. (1992).

- Orogen parallel and transverse shearing in the Opatica belt, Quebec: Implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(11), 2429—2444. <https://doi.org/10.1139/e92-191>.
- Bogdanova, S. V. (1993). Segments of the East European Craton. In: Gee, D. G., & Beckholmen, M. (Eds.), *EUROPROBE in Jablonna 1991* (pp. 33—38). European Science Foundation, Polish Academy of Sciences.
- 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 Research*, 160(1-2), 23—45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>.
- Bogdanova, S. V., Gintov, O. B., Kurlovich, D. M., Lubnina, N. V., Nilsson, M. K. M., Orlyuk, M. I., Pashkevich, I. K., Shumlyansky, L. V., & Starostenko, V. I. (2013). Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*, 174, 196—216. <https://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: Gee, D. G., & Stephenson, R. A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (pp. 599—628). Geological Society, London, Memoirs, 32. Geological Society London.
- Calvert, A. J. & Ludden, J. N. (1999). Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada. *Tectonics*, 18(3), 412—429. <https://doi.org/10.1029/1999TC900006>.
- Chang, S.-J., Ferreira, A. M. G., Ritsema, J., van Heijst, H. J., & Woodhouse, J. H. (2015). Joint inversion for global isotropic and radially anisotropic mantle structure including crustal thickness perturbations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(6), 4278—4300. <https://doi.org/10.1002/2014JB011824>.
- Cook, F. A., van der Velden, A. J., Hall, K. W., & Roberts, B. J. (2005). Frosen subduction in Canada's Northwest Territories: Lithoprobe deep lithosphere reflection profiling of the western Canadian Shield. *Tectonics*, 18(1), 1—24. <https://doi.org/10.1029/1998TC900016>.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., & Stock, J. (2003). Three Distinct Types of Hotspots in the Earth's Mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3/4), 295—308. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01048-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01048-8).
- Davis, D. W. (1992). Age constraints on deposition and provenance of Archean sediments in the southern Abitibi and Pontiac subprovinces from U-Pb analyses of detrital zircons (pp. 147—150). Lithoprobe Rep. 25, Univ. of B.C., Vancouver, Canada.
- Davis, W. J., Gariépy, C. & Sawyer, E. W. (1994). Pre-2.8 Ga crust in the Opatica gneiss belt: A potential source of detrital zircons in the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada. *Geology*, 22(12), 1111—1114. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<1111:PGCITO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<1111:PGCITO>2.3.CO;2).
- Davies, G. F. (1993). Cooling the core and mantle by plume and plate flows. *Geophysical Journal International*, 115(1), 132—146. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb05593.x>.
- Davies, G. F. (1988). Ocean bathymetry and mantle convection. 1. Large-scale flow and hotspots. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B9), 10467—10480. <https://doi.org/10.1029/JB093iB09p10467>.
- Dietz, R. (1961). Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, 190, 854—857.
- Ernst, R. E. (2014). Large igneous provinces. London: Elsevier, 653 p.
- Faccenda, M., & Dal Zilio, L. (2017). The role of solid-solid phase transitions in mantle convection. *Lithos*, 268-271, 198—224. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.007>.
- Ferreira, A. M. G., Faccenda, M., Sturgeon, W., Chang, S.-J., & Schardong, L. (2019). Ubiquitous lower-mantle anisotropy beneath subduction zones. *Nature Geoscience*, (12), 301—306. doi: 10.1038/s41561-019-0325-7.
- Fukao, Y., & Obayashi, M. (2013). Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity. *Journal of Geophysical Research: Sol-*

- id Earth*, 118(11), 5920—5938. <https://doi.org/10.1002/2013JB010466>.
- Fukao, Y., Obayashi, M., Nakakuki, T. & the Deep Slab Project Group. (2009). Stagnant slab: a review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37, 19—46. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124224>.
- Gerya, T. (2014). Precambrian geodynamics: concepts and models. *Gondwana Research*, 25(2), 442—463. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.008>.
- Geyko, V. S. (2004). A general theory of the seismic traveltome tomography. *Геофиз. журн.*, 26(2), 3—32.
- Gladkochub, D. P., Pisarevsky, S. A., Donskaya, T. V., Ernst, R. E., Wingate, M. T. D., Soderlund, U., Mazukabzov, A. M., Sklyarov, E. V., Hamilton, M. A., & Hanes, J. A. (2010). Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction. *Precambrian Research*, 183(3), 660—668. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.023>.
- Grand, S. P., van der Hilst, R. D., & Widiyantoro, S. (1997). Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth, *GSA Today*, 7, 1—7.
- Hess, H. (1962). History of the ocean basins. *Petrologic Studies*, A Volume in Honor of A. F. Buddington, 599—620.
- Karato, S.-I., Jung, H., Katayama, I., & Skemer, P. (2008). Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: New insights from laboratory studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 59—95. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124120>.
- Keare, P., Klepeis, K. A., & Vine, F. J. (2009). *Global tectonics*. Dante by SNP Best-set Typesetters Ltd., Hong Kong. Printed and Hong Kong. 482 p.
- Kimura, G., Ludden, J. N., Desrochers, J.-P., & Hori, R. (1993). A model of ocean-crust accretion for the Superior province, Canada. *Lithos*, 30, 337—355.
- Lay, T., Hernlund, J., & Buffett, B. (2008). Core-mantle boundary heat flow. *Nature Geoscience*, 1(1), 25—32. doi:10.1038/ngeo.2007.44.
- Maruyama, S., Santosh, M., & Zhao, D. (2007). Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary. *International Association for Gondwana Research*, 11(1-2), 7—37. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.06.003>.
- McKenzie, D. P. & Weiss, N. (1975) Speculations on the thermal and tectonic history of the earth. *Geophysical Journal International*, 42(1), 31—74. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb05855.x>.
- Mishin, Y. A., Gerya, T. V., Burg, J.-P., & Connolly, J. A. D. (2008). Dynamics of double subduction: Numerical modeling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171(1-4), 280—295. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.012>.
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F. A., & Masters, G. (2006). A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite frequency tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(11), Q11007. doi:10.1029/2006GC001248.
- Morgan, W. J. (1971). Convective plumes in the lower mantle. *Nature*, 230, 42—43.
- Nataf, H.-C. (2000). Seismic imaging of mantle plumes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28, 391—417. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.28.1.391>.
- Olson, P. L., Glatzmaier, G. A., & Coe, R. S. (2011). Complex polarity reversals in a geodynamo model. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(1-2), 168—179. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.01.031>.
- Peng, P., Zhai, M.-G., & Guo, J.-H. (2006). 1,80—1,75 Ga mafic dyke swarms in the central North China Craton: Implications for a plume related break-up event. In: Hanski, E., Mertanen, S., Rämö, T., & Vuollo, J. (Eds.), *Dyke Swarms — Time Markers of Crustal Evolution* (pp. 99—112). Taylor & Francis, Leiden, the Netherlands.
- Percival, J. A., Stern, R. A., Skulski, T., Card, K. D., Mortensen, J. K., & Bégin, N. J. (1994). Min-to block, Superior Province: Missing link in deciphering assembly of the craton at 2,7 Ca. *Geology*, 22(9), 839—842. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0839:MBSPML>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0839:MBSPML>2.3.CO;2).
- Richards, M. A., & Engebretson, D. C. (1992). Large-scale mantle convection and the history of subduction, *Nature*, 355, 437—440.

- Sawyer, E. W. & Benn, K. (1993). Structure of the high-grade Opatoca Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: An Archaean mountain front. *Journal of Structural Geology*, 15(12), 1443—1458. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90005-U](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90005-U).
- Sizova, E., Gerya, T., Brown, M., & Perchuk, L. L. (2010). Subduction styles in the Precambrian: Insight from numerical experiments. *Lithos*, 116(3-4), 209—229. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.028>.
- Smith, R. B., Jordan, M., Steinberger, B., Puskas, C. M., Farrell, J., Waite, G. P., Husen, S., Wu-Lung, Ch., & O'Connell, R. (2009). Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188(1-3), 26—56. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.020>.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Sroda, P., Grad, M., Kovacs, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedus, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Su, W.-J., Woodward, R.L., & Dziewonski, A. M. (1994). Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B4), 6945—6980. <https://doi.org/10.1029/93JB03408>.
- Thybo, H., Janik, T., Omelchenko, V. D., Grad, M., Garetsky, R. G., Belinsky, A. A., Karatayev, G. I., Zlotski, G., Knudsen, M. E., Sand, R., Yliniemi, J., Tiira, T., Luosto, U., Komminaho, K., Giese, R., Guterch, A., Lund, C.-E., Khari-
tonov, K. M., Ilchenko, T., Lysynchuk, D. V., Skobelev, V. M., & Doody, J. J. (2003). Upper lithosphere seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EURUBRIDGE'97 profile. *Tectonophysics*, 371(1-4), 41—79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00200-2).
- Trypolsky, O. A., Topoliuk, O. V., & Gintov, O. B. (2019). The structure of the Earth's crust of the central part of the Holovanivsk suture zone according to the reinterpretation of materials of IV geotraverse of DSS (PK 295—400). *Геофиз. журн.*, 41(1), 172—179. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158870>.
- Walker, K. T., Bokelmann, G. H. R., & Klemperer, S. L. (2001). Shear-wave splitting to test mantle deformation models around Hawaii. *Geophysical Research Letters*, 28(22), 4319—4322. <https://doi.org/10.1029/2001GL013299>.
- Walker, K. T., Bokelmann, G. H. R., Klemperer, S. L., & Bock, G. (2005). Shear-wave splitting around the Eifel hotspot: evidence for a mantle upwelling. *Geophysical Journal International*, 163(3), 962—980. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02636.x>.
- Wilson, J. T. (1963). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41(6), 863—866. <https://doi.org/10.1139/p63-094>.
- Yang, T., Shen, Y., van der Lee, S., Solomon, S. C., & Hung, S.-H. (2006). Upper mantle structure beneath the Azores hotspot from finite-frequency seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(1-2), 11—26. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.031>.
- Zhao, D. (2004). Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep earth dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146(1-2), 3—34. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.07.032>.

Plate-plume tectonics as an integrated mechanism of geodynamic development of the tectonosphere of Ukraine and adjacent regions

O. B. Gintov, 2019

A progress of geodynamic processes in Early Precambrian of the Ukrainian Shield (USh) has been considered. Based on the known data on plate- and plume-tectonic processes of Phanerozoic the following problems have been investigated: 1) what trajectories of material flows in Precambrian mantle might occur; 2) what was an interaction of plumes and regular mantle convection; 3) the time of existence of plumes and are they permanent or pulsating; 4) the time of beginning of Precambrian geodynamic processes comparable with Phanerozoic ones. It has been shown taking as examples the Ukrainian and the Canadian shields that present-day thermochemical and dynamic processes do not completely delete geological-geophysical features of ancient zones of subduction and plumes in solid lithosphere and adjacent areas of mesosphere preserved since Early Precambrian. The Earth crust of these shields was intensely reprocessed by granitization and basification comparable with activity of hot points that were more developed than now. Within the area of USh these processes were the most active in the interval $2,0 \pm 0,2$ Ga. Two of stages of geodynamic evolution of the USh within the limits of the Bug-Middle Dnieper-Periazov and Volyn-Podolian parts, superimposed in time, have been studied. Comparison of materials of geologic-geophysical mapping of this territory with the data of deep seismic sounding (DSS) and seismography allows refining geodynamic model of the Volyn-Podolian part of the USh along the trans-sect Eurobridge-97 composed earlier. Tectonophysical justification of necessity to include pulsating plumes with which formation of the Korsun-Novomyrgorod and Korosten plutons of gabbro-anorthosites and rapakivi was particularly associated to geodynamic process has been given. Comparison of models of subduction-collision processes within the limits of the USh and the Superior Province (Canada) has shown that independent approaches to solving geodynamic problems give relative results. The materials obtained on the USh do not exhaust all the possible episodes of its Neoproterozoic-Proterozoic geodynamic development. Trailing of super-modern DSS geo-traverses along the axial part of the USh is required for their study.

Key words: the Ukrainian shield, geodynamics, plate tectonics, plume-tectonics, downwelling, seismic tomography, DSS, Eurobridge-97.

References

- Bugaenko, I. V., Shumlyanskaya, L. A., Zayets, L. N., & Tsvetkova, T. A. (2008). Three-dimensional P-speed model of the mantle of the Black Sea and surrounding area. *Geofizicheskiy zhurnal*, 30(5), 145—160 (in Russian).
- Geyko, V. S., Bugaenko, I. V., Shumlyanskaya, L. A., Zaets, L. N., & Tsvetkova, T. A. (2007). 3-D P-velocity structure of the upper mantle of the Eastern Mediterranean. *Geofizicheskiy zhurnal*, 29(4), 13—30 (in Russian).
- Shcherbak, N. P. (2005). *Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield. Archaean*. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).
- Shcherbak, N. P. (2008). *Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield*.

- Proterozoic*. Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).
- Antsiferov, A. V. (2006). *Geological and geophysical model of the Kryvyi Rih-Kremenchug seam zone of the Ukrainian shield*. Kiev: Naukova Dumka, 196 p. (in Russian).
- Gintov, O. B. (2012). Precambrian Ukrainian shield and plate tectonics. *Geofizicheskij zhurnal*, 34(6), 2—21 (in Russian).
- Gintov, O. B. (2005). *Field tectonophysics and its application in the study of deformations of the earth's crust of Ukraine*. Kiev: Feniks, 572 p. (in Russian).
- Gintov, O. B. (2015). Problems of geodynamics of the Ukrainian shield in Precambrian. *Geofizicheskij zhurnal*, 36(1), 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i5.2015.111142> (in Russian).
- Gintov, O. B. (2014). Scheme of periodization of faulting stages in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data and consequences. *Geofizicheskij zhurnal*, 36(1), 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145> (in Russian).
- Gintov, O. B., Yegorova, T. P., Tsvetkova, T. A., Bugaenko, I. V., & Murovskaya, A. V. (2014). Geodynamic features of joint zone of the Eurasian plate and the Alpine-Himalayan belt within the limits of Ukraine and adjacent areas. *Geofizicheskij zhurnal*, 36(5), 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568> (in Russian).
- Gintov, O. B., & Pashkevich, I. K. (2010). Tectonophysical analysis and geodynamic interpretation of the three-dimensional geophysical model of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskij zhurnal*, 32(2), 3—27. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v32i2.2010.117553> (in Russian).
- Gintov, O. B., Tsvetkova, T. A., Bugaenko, I. V., & Murovskaya, A. V. (2016). Some features of the structure of the mantle of the Eastern Mediterranean and their geodynamic interpretation. *Geofizicheskij zhurnal*, 38(1), 17—29. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107719> (in Russian).
- Glevassky, E. B. (2005). The solution of some problems of petrology and stratigraphy of the Ukrainian shield from the standpoint of plate tectonics. *Mineralogicheskij zhurnal*, 27(2), 57—66 (in Russian).
- Glevassky, E. B., & Kalyaev, G. I. (2000). Precambrian tectonics of the Ukrainian shield. *Mineralogicheskij zhurnal*, 22(2-3), 77—91 (in Russian).
- Gordienko, V. V., & Tarasov, V. N. (2001). *Modern activation and helium isotopy of the territory of Ukraine*. Kiev: Znaniye, 102 p. (in Russian).
- Dobretsov, N. L. (2008). Geological consequences of the theory of the thermochemical model of plumes. *Geologiya i geofizika*, 49(7), 587—604 (in Russian).
- Dobretsov, N. L. (2010). Global geodynamic evolution of the Earth and global geodynamic models of the Earth. *Geologiya i geofizika*, 51(6), 761—784 (in Russian).
- Zakharov, V. S., Perchuk, A. L., Zavyalov, S. P., Sineva, T. A., & Gerya, T. V. (2015). Supercomputer modeling of continental collision in Precambrian: power effect of the lithosphere. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 4. Geologiya*, (2), 3—10 (in Russian).
- Ilchenko, T. V. (2002). The results of research by the NHS method along the Eurobridge-97 geotranssect. *Geofizicheskij zhurnal*, 24(3), 36—50 (in Russian).
- Kalyaev, G. I. (1976). The Earth's crust of the Ukrainian shield and plate tectonics. *Geologicheskij zhurnal*, 36(1), 29—41 (in Russian).
- Lobkovskiy, L. I., Nikishin, A. M., & Khain, V. E. (2004). *Modern problems of geotectonics of geodynamics*. Moscow: Nauchnyy Mir, 610 p. (in Russian).
- Luneva, M. N. (2008). Seismic anisotropy and spatial distribution of the parameters of split waves from local earthquakes along the eastern part of Hokkaido. *Fizicheskaya mezomekhanika*, 11(1), 37—43 (in Russian).
- Pashkevich, I. K., Kuprienko, P. Ya., Makarenko, I. B., & Savchenko, A. S. (2018). Geodynamics of the Dnieper-Donets depression. In: *Essays on the Geodynamics of Ukraine* (pp. 310—323). Kiev: VI EN EY (in Russian).
- Puchkov, V. S. (2016). The relationship of plate tectonic and plume processes. *Geotektonika*, (4), 88—104 (in Russian).

- Sollogub, V. B. (1986). *Lithosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 183 p. (in Russian).
- Sollogub, V. B., & Tripolsky, A. A. (1969). Some data on the deep structure of the earth's crust along the Taganrog—Kirovograd profile. *Geofizicheskii sbornik AN SSSR*, 31, 5—24 (in Russian).
- Starostenko, V. I., & Gintov, O. B. (2018). Problems of geodynamics of the Ukrainian Precambrian (a review of views). In: *Essays on the Geodynamics of Ukraine* (pp. 355—367). Kiev: VI EN EY (in Russian).
- Creation of a comprehensive three-dimensional geophysical model of the lithosphere in connection with magmatism, tectonics and the formation of minerals of the Ukrainian shield. (2006). Scientific report of the Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine. Kiev, 515 p. Ukrgeolfond, state number Registration 0102U002478 (in Ukrainian).
- Trubitsyn, V. P. (2008). Seismic tomography and continental drift. *Fizika Zemli*, (11), 3—19 (in Russian).
- Trubitsyn, V. P., & Kharybin, E. V. (2010). Thermochemical mantle plumes. *Doklady RAN*, 435(5), 683—685 (in Russian).
- Tsvetkova, T. A., & Bugayenko, I. V. (2012). Seismotomography of the mantle under the East European Platform: mantle velocity boundaries. *Geofizicheskii zhurnal*, 34(5), 161—172. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116672> (in Russian).
- Tsvetkova, T. A., Bugaenko, I. V., & Zaets, L. N. (2019). The main geodynamic border and seismic visualization of plumes under the East European Platform. *Geofizicheskii zhurnal*, 42(1), 137—152. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158868> (in Russian).
- Barruol, G., & Fontaine, F. R. (2013). Mantle flow beneath LaRéunion hotspot track from SKS splitting. *Earth and Planetary Science Letters*, 362, 108—121. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.017>.
- Bédard, L. P., & Ludden, J. N. (1997). Nd-isotope evolution of Archaean plutonic rocks in southeastern Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34(3), 286—298. <https://doi.org/10.1139/e17-026>.
- Benn, K., Sawyer, E. W. & Bouchez, J.-L. (1992). Orogen parallel and transverse shearing in the Opatica belt, Quebec: Implications for the structure of the Abitibi Subprovince. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(11), 2429—2444. <https://doi.org/10.1139/e92-191>.
- Bogdanova, S. V. (1993). Segments of the East European Craton. In: Gee, D. G., & Beckholmén, M. (Eds.), *EUROPROBE in Jablonna 1991* (pp. 33—38). European Science Foundation, Polish Academy of Sciences.
- Bogdanova, S. V., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kh-eraskova, 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 Research*, 160(1-2), 23—45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>.
- Bogdanova, S. V., Gintov, O. B., Kurlovich, D. M., Lubnina, N. V., Nilsson, M. K. M., Orlyuk, M. I., Pashkevich, I. K., Shumlyanskyy, L. V., & Starostenko, V. I. (2013). Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos*, 174, 196—216. <https://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: Gee, D. G., & Stephenson, R. A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (pp. 599—628). Geological Society, London, Memoirs, 32. Geological Society London.
- Calvert, A. J. & Ludden, J. N. (1999). Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada. *Tectonics*, 18(3), 412—429. <https://doi.org/10.1029/1999TC900006>.
- Chang, S.-J., Ferreira, A. M. G., Ritsema, J., van Heijst, H. J., & Woodhouse, J. H. (2015). Joint inversion for global isotropic and radially anisotropic mantle structure including crustal thickness perturbations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(6), 4278—4300. <https://doi.org/10.1002/2014JB011824>.
- Cook, F. A., van der Velden, A. J., Hall, K. W., & Roberts, B. J. (2005). Frosen subduction in Canada's Northwest Territories: Lithoprobe deep

- lithosphere reflection profiling of the western Canadian Shield. *Tectonics*, 18(1), 1—24. <https://doi.org/10.1029/1998TC900016>.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., & Stock, J. (2003). Three Distinct Types of Hotspots in the Earth's Mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3/4), 295—308. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01048-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01048-8).
- Davis, D. W. (1992). *Age constraints on deposition and provenance of Archean sediments in the southern Abitibi and Pontiac subprovinces from U-Pb analyses of detrital zircons* (pp. 147—150). Lithoprobe Rep. 25, Univ. of B.C., Vancouver, Canada.
- Davis, W. J., Gariépy, C. & Sawyer, E. W. (1994). Pre-2.8 Ga crust in the Opatoca gneiss belt: A potential source of detrital zircons in the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada. *Geology*, 22(12), 1111—1114. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<1111:PGCITO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<1111:PGCITO>2.3.CO;2).
- Davies, G. F. (1993). Cooling the core and mantle by plume and plate flows. *Geophysical Journal International*, 115(1), 132—146. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb05593.x>.
- Davies, G. F. (1988). Ocean bathymetry and mantle convection. 1. Large-scale flow and hotspots. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B9), 10467—10480. <https://doi.org/10.1029/JB093iB09p10467>.
- Dietz, R. (1961). Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, 190, 854—857.
- Ernst, R. E. (2014). Large igneous provinces. London: Elsevier, 653 p.
- Faccenda, M., & Dal Zilio, L. (2017). The role of solid-solid phase transitions in mantle convection. *Lithos*, 268-271, 198—224. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.11.007>.
- Ferreira, A. M. G., Faccenda, M., Sturgeon, W., Chang, S.-J., & Schardong, L. (2019). Ubiquitous lower-mantle anisotropy beneath subduction zones. *Nature Geoscience*, (12), 301—306. doi: 10.1038/s41561-019-0325-7.
- Fukao, Y., & Obayashi, M. (2013). Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(11), 5920—5938. <https://doi.org/10.1002/2013JB010466>.
- Fukao, Y., Obayashi, M., Nakakuki, T. & the Deep Slab Project Group. (2009). Stagnant slab: a review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37, 19—46. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124224>.
- Gerya, T. (2014). Precambrian geodynamics: concepts and models. *Gondwana Research*, 25(2), 442—463. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.008>.
- Geyko, V. S. (2004). A general theory of the seismic travelttime tomography. *Геофиз. журн.*, 26(2), 3—32.
- Gladkochub, D. P., Pisarevsky, S. A., Donskaya, T. V., Ernst, R. E., Wingate, M. T. D., Soderlund, U., Mazukabzov, A. M., Sklyarov, E. V., Hamilton, M. A., & Hanes, J. A. (2010). Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction. *Precambrian Research*, 183(3), 660—668. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.02.023>.
- Grand, S. P., van der Hilst, R. D., & Widiyantoro, S. (1997). Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth, *GSA Today*, 7, 1—7.
- Hess, H. (1962). History of the ocean basins. *Petrologic Studies, A Volume in Honor of A. F. Buddington*, 599—620.
- Karato, S.-I., Jung, H., Katayama, I., & Skemer, P. (2008). Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: New insights from laboratory studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 59—95. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124120>.
- Keare, P., Klepeis, K. A., & Vine, F. J. (2009). *Global tectonics*. Dante by SNP Best-set Typesetters Ltd., Hong Kong. Printed and Hong Kong. 482 p.
- Kimura, G., Ludden, J. N., Desrochers, J.-P., & Hori, R. (1993). A model of ocean-crust accretion for the Superior province, Canada. *Lithos*, 30, 337—355.
- Lay, T., Hernlund, J., & Buffett, B. (2008). Core-mantle boundary heat flow. *Nature Geoscience*, 1(1), 25—32. doi:10.1038/ngeo.2007.44.
- Maruyama, S., Santosh, M., & Zhao, D. (2007).

- Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary. *International Association for Gondwana Research*, 11(1-2), 7—37. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.06.003>.
- McKenzie, D. P. & Weiss, N. (1975) Speculations on the thermal and tectonic history of the earth. *Geophysical Journal International*, 42(1), 31—74. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb05855.x>.
- Mishin, Y. A., Gerya, T. V., Burg, J.-P., & Connolly, J. A. D. (2008). Dynamics of double subduction: Numerical modeling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171(1-4), 280—295. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.06.012>.
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F. A., & Masters, G. (2006). A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite frequency tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(11), Q11007. doi:10.1029/2006GC001248.
- Morgan, W. J. (1971). Convective plumes in the lower mantle. *Nature*, 230, 42—43.
- Nataf, H.-C. (2000). Seismic imaging of mantle plumes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28, 391—417. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.28.1.391>.
- Olson, P. L., Glatzmaier, G. A., & Coe, R. S. (2011). Complex polarity reversals in a geodynamo model. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(1-2), 168—179. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.01.031>.
- Peng, P., Zhai, M.-G., & Guo, J.-H. (2006). 1,80—1,75 Ga mafic dyke swarms in the central North China Craton: Implications for a plume related break-up event. In: Hanski, E., Mertanen, S., Rämö, T., & Vuollo, J. (Eds.), *Dyke Swarms — Time Markers of Crustal Evolution* (pp. 99—112). Taylor & Francis, Leiden, the Netherlands.
- Percival, J. A., Stern, R. A., Skulski, T., Card, K. D., Mortensen, J. K., & Bégin, N. J. (1994). Minto block, Superior Province: Missing link in deciphering assembly of the craton at 2,7 Ca. *Geology*, 22(9), 839—842. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0839:MBSPML>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0839:MBSPML>2.3.CO;2).
- Richards, M. A., & Engebretson, D. C. (1992). Large-scale mantle convection and the history of subduction, *Nature*, 355, 437—440.
- Sawyer, E. W. & Benn, K. (1993). Structure of the high-grade Opatoca Belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince, Canada: An Archaean mountain front. *Journal of Structural Geology*, 15(12), 1443—1458. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90005-U](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90005-U).
- Sizova, E., Gerya, T., Brown, M., & Perchuk, L. L. (2010). Subduction styles in the Precambrian: Insight from numerical experiments. *Lithos*, 116(3-4), 209—229. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.028>.
- Smith, R. B., Jordan, M., Steinberger, B., Puskas, C. M., Farrell, J., Waite, G. P., Husen, S., Wu-Lung, Ch., & O'Connell, R. (2009). Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188(1-3), 26—56. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.08.020>.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Sroda, P., Grad, M., Kovacs, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedus, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Su, W.-J., Woodward, R.L., & Dziewonski, A. M. (1994). Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B4), 6945—6980. <https://doi.org/10.1029/93JB03408>.
- Thybo, H., Janik, T., Omelchenko, V. D., Grad, M., Garetsky, R. G., Belinsky, A. A., Karatayev, G. I., Zlotski, G., Knudsen, M. E., Sand, R., Yliniemi, J., Tiira, T., Luosto, U., Komminaho, K., Giese, R., Guterch, A., Lund, C.-E., Kharitonov, K. M., Ilchenko, T., Lysynchuk, D. V., Skobelev, V. M., & Doody, J. J. (2003). Upper lithosphere seismic velocity structure across the Pripyat Trough and Ukrainian Shield along the EURUBRIDGE'97 profile. *Tectonophysics*, 371(1-4), 41—79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00200-2).
- Trypolsky, O. A., Topoliuk, O. V., & Gintov, O. B. (2019). The structure of the Earth's crust of the central part of the Holovanivsk suture zone

- according to the reinterpretation of materials of IV geotraverse of DSS (PK 295—400). *Геофиз. журн.*, 41(1), 172—179. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158870>.
- Walker, K. T., Bokelmann, G. H. R., & Klemperer, S. L. (2001). Shear-wave splitting to test mantle deformation models around Hawaii. *Geophysical Research Letters*, 28(22), 4319—4322. <https://doi.org/10.1029/2001GL013299>.
- Walker, K. T., Bokelmann, G. H. R., Klemperer, S. L., & Bock, G. (2005). Shear-wave splitting around the Eifel hotspot: evidence for a mantle upwelling. *Geophysical Journal International*, 163(3), 962—980. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02636.x>.
- Wilson, J. T. (1963). A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics*, 41(6), 863—866. <https://doi.org/10.1139/p63-094>.
- Yang, T., Shen, Y., van der Lee, S., Solomon, S. C., & Hung, S.-H. (2006). Upper mantle structure beneath the Azores hotspot from finite-frequency seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(1-2), 11—26. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.031>.
- Zhao, D. (2004). Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep earth dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146(1-2), 3—34. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.07.032>.