

Эволюция тектоносферы Вольно-Подольской плиты

© *В. В. Гордиенко, И. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя,
И. М. Логвинов, В. Н. Тарасов, 2011*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 2 февраля 2011 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Розглянуто геологічну історію та схеми глибинних процесів у тектоносфері Волино-Подільської плити від пізнього докембрію до сучасності. Продемонстровано узгодження розрахованих (що відповідають уявленням адвекційно-поліморфної гіпотези) та експериментально встановлених параметрів. Детально проаналізовано процес сучасної активізації плити. За комплексом геолого-геофізичних даних визначено три зони сучасної активізації.

Geological history and schemes of deep processes in tectonosphere of the Volyn-Podolian Plate from Upper Precambrian up to present have been considered. Concordance of calculated (conformed to the advection-polymorphous hypothesis) and experimentally determined parameters have been demonstrated. The process of recent activation of the plate has been analyzed in detail. Three zones of recent activation have been distinguished by the use of geological-geophysical data complex.

Введение. Вольно-Подольская плита (ВПП) часто рассматривается как часть более обширного региона Восточно-Европейской платформы (ВЕП), простирающегося на юго-востоке (через Молдавскую плиту и Южно-Украинскую моноклираль) до Приазовского массива Украинского щита (УЩ) и на севере до Балтийской синеклизы. К этому образованию иногда вполне обоснованно относят и северную часть Мезийской плиты, также ограниченной с одной стороны Предкарпатским прогибом, с другой — зоной герцинской складчатости. В виде самостоятельного геотектонического элемента, отличного от склона щита, ВПП выделяется уже в течение многих десятилетий. Однако происходящие в регионе геологические события в основном анализируются именно как результат «бокового влияния» геосинклинали на соседний край платформы [Геотектоника..., 1990 и др.]. Такая трактовка исключает анализ глубинных процессов, происходивших в тектоносфере самой плиты. Хотя по имеющимся данным специфика их не вызывает сомнений, поэтому рассмотрение глубинных механизмов с позиций используемой авторами адвекционно-поліморфної гіпотези (АПГ) [Гордиенко, 2007 и др.] представляет значительный интерес. Тем более, что геофизическая изученность территории ВПП заметно улучшилась (в том числе, и при участии авторов) в последнее десятилетие по сравнению с существовавшей к моменту предыдущего

подобного обзора и позволяет ставить и решать различные задачи изучения строения и развития земной коры и верхней мантии региона. Особое внимание необходимо уделить современной активизации, проявления которой в геологических событиях незначительны, а глубинный процесс еще не завершен. Здесь значительная роль отводится результатам глубинной геофизики.

Границы ВПП приняты: на западе по внешнему краю Предкарпатского прогиба и по восточной границе Западно-Европейской плиты (ЗЕП), на востоке по изопакхите осадочного чехла 1 км [Атлас..., 2002] (рис. 1). Последнее ограничение условно, в ряде случаев будут рассмотрены районы с меньшей мощностью осадков, если имеющаяся в их пределах информация представляет интерес для изучения плиты.

Геологическая история ВПП. Архей — рифей. На основной территории Вольно-Подольской плиты дорифейская геологическая история по имеющимся данным сильно не отличалась от истории западных блоков УЩ [Геотектоника..., 1990]. Для последней (рифей-вендской) части докембрия уже можно привести некоторые датировки (*t*) магматических и метаморфических событий, отражающих развитие региона. Соответствующие возрасты взяты из работ [Геотектоника..., 1990; Шумлянський, Квасниці, 1992; Шумлянський та ін., 2006; Шумлянський, 2007; Kreminska, 2006 и др.]. Они сведены в табл. 1, где сопоставлены с из-

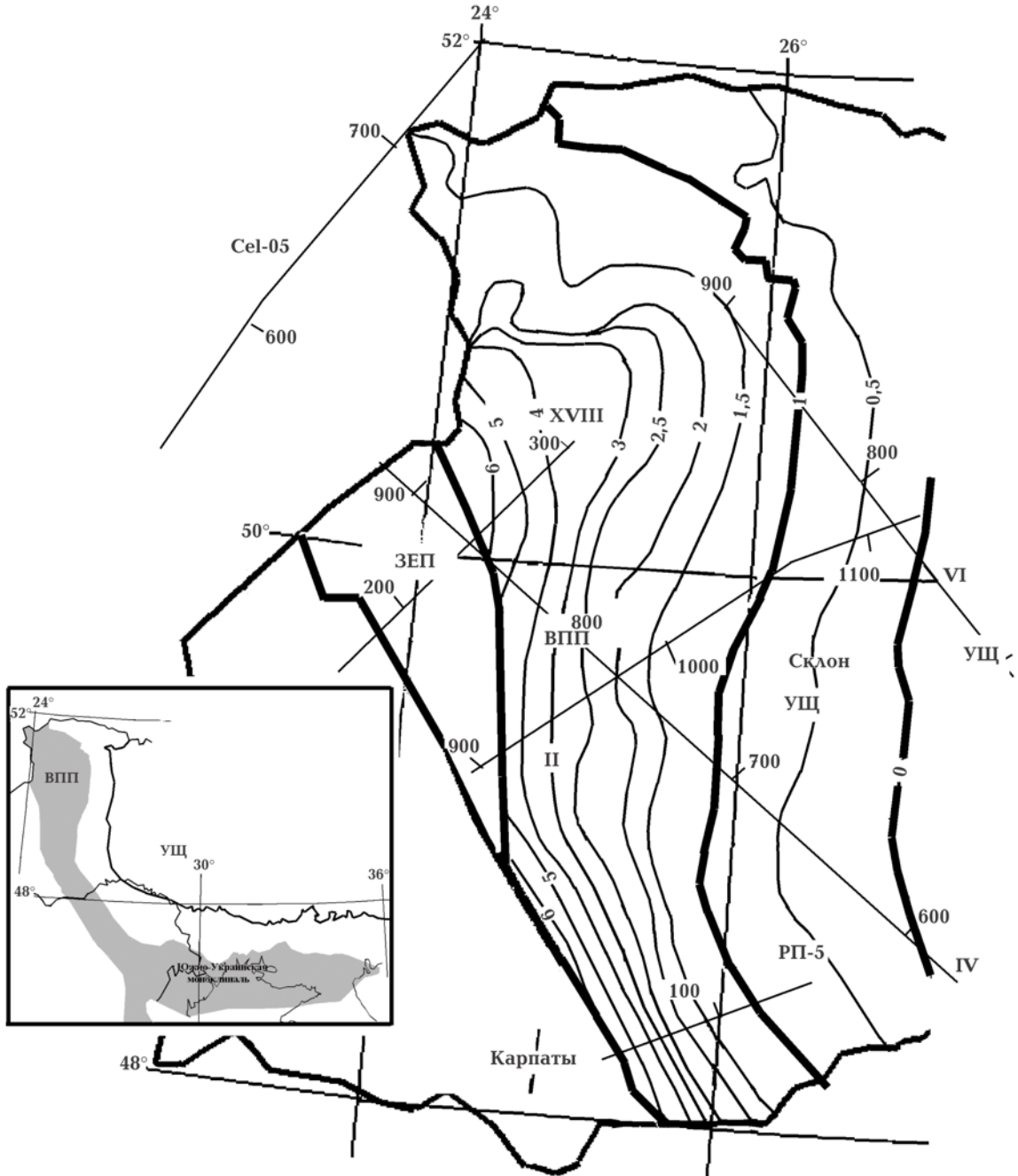


Рис. 1. Обзорная схема ВПП (мощность осадочно-вулканогенного чехла в км [Атлас..., 2002 и др.]) и размещение профилей ГСЗ. На врезке — южное продолжение ВПП. ЗЕП — Западно-Европейская платформа.

вестными определениями возрастов на щите, собранными в работе [Гордиенко и др., 2005].

На щите в рассматриваемый период активизации охватывают не всю территорию, а отдельные блоки шириной порядка 100 км. В них происходят рифтовые двух-трехактные и одноактные активизации [Гордиенко и др., 2005 и др.]. На соседних блоках в это время

сохранялся «тектонимагматический покой». Поскольку в табл. 1 приведены обобщенные данные по всей территории УЩ, то в одной последовательности оказались датировки, установленные в разных блоках. Если проследить события в пределах одного из них, то активизаций в рассматриваемый период окажется на три меньше в Приазовье, где концентрация

Таблица 1. Экспериментальные датировки (в млн лет) активизаций УЩ и ВПП, начиная с рифея. В скобках — количество определений

УЩ	ВПП	УЩ	ВПП	УЩ	ВПП
2000±10(18)	1990±20 (3)	1460±20(5)	1490±20 (6)	500	550±10 (5)
1950±20(12)	—	1350±20(3)	1390	380±20(2)	380—400
1880±20(4)	1860±20 (3)	1230±20(4)	1250	250±10 (3)	—
1800±0(7)	1810±10 (3)	1100±0(2)	1180	180±10 (3)	180
1750±10(7)	1740	900±0(2)	—	0	0
1690±10(2)	—	770	—	—	—
1580±20(5)	1590±0 (2)	650	600±20 (3)	—	—

датировок максимальна для щита. Отсутствуют даты 1950, 1690 и 1580 млн лет. Кроме того, в этом блоке герцинские датировки скорее всего связаны с влиянием процессов в соседнем Донбассе (возможно, и в недрах Азовского вала).

Датировки фундамента ВПП в этом смысле разделить сложно из-за фрагментарной изученности пород, перекрытых мощным чехлом осадков. Однако все же можно предположить, что пункты определения дат 1740 и 1590 млн лет пространственно разделены, они могут не соответствовать варианту последовательного развития в рифее одного блока. По имеющимся данным можно также допустить, что даты 1250 и 1180 млн лет относятся к одному событию.

Известные на плите датировки представлены, в том числе, и на ближайших к ней западных блоках УЩ [Геотектоника..., 1990]. Такие же возрасты обнаруживаются и на Припятском валу (ПВ) и в фундаменте Белорусского массива [Шумлянский, Носова, 2008].

В фундаменте плиты известны (по результатам бурения) комплексы кристаллических пород, для которых возраст не определялся. Однако их состав, сопоставленный с данными по УЩ, дает возможность предположить наличие в ВПП образований низов днестровско-бугской серии (в частности, палеоархейских гиперстеновых плагиогнейсов возрастом 3,65 млрд лет). Эндербитами представлена древнейшая архейская гранитизация. Обнаружены палеопротерозойские породы бугской серии (2,6 млрд лет), чарнокиты и гранитоиды бердического комплекса (2,06 млрд лет). Следовательно, земная кора региона имеет такую же длительную и сложную историю, как и на щите.

В период 1050—650 млн лет (поздний рифей [Стратиграфічний..., 1997]) на кристал-

лическом фундаменте ВПП отлагается полеская терригенная серия мощностью 0—800 м [Геотектоника..., 1990]. Показанные в работе [Короновский, 1984] проявления рифейского магматизма в Волыно-Полесском авлакогене (поперечном к краю ВЕП) на ВПП не отмечаются. Возможно, что и севернее возраст габбро-долеритов установлен неверно [Геотектоника..., 1990]. Достоверность этой группы датировок (один из вариантов — 660±40 млн лет [Геотектоника..., 1990]) неясна, но возможность такого (пограничного рифей-вендского или ранневендского) этапа магматической активности нельзя исключать. И все же по совокупности известных данных более предпочтительным кажется их средневендский возраст (см. ниже).

Отложения рифея вне Волыно-Полесского авлакогена на ВПП отсутствуют или представлены маломощными (в первые десятки метров) платформенными образованиями.

Венг — кембрий. Такая же маломощная (20—50 м) и прерывистая толща представляет нижнюю часть вендского разреза плиты — горбашевскую свиту волинской серии. К ее верхам в некоторых районах приурочены первые проявления эффузивного магматизма [Геотектоника..., 1990]. Выше залегает трапповая формация берестовецкой свиты волинской серии (мощность 100—500 м), в ней по крайней мере две толщи эффузивов и туфов. Их возраст — предмет дискуссии, наиболее вероятными кажутся даты образования частей формации около 600 и 550 млн лет, т. е. толща оказывается верхневендско-нижнекембрийской [Кремінська, 2006; Шумлянський, Носова, 2008 и др.]. Мощность траппов и количество отдельных слоев лав уменьшаются с севера на юг за счет выклинивания более древних [Геология...,

1980; Геотектоника..., 1990] и растет с северо-востока на юго-запад, этот тренд характерен почти для всех последующих толщ региона и связан с более интенсивными опусканиями в Галицийской геосинклинали за пределами платформы.

Простирание бассейна, в котором формировалась волынская серия, постепенно изменилось (в горбашевское время оно еще в основном унаследовано от предыдущего этапа) и становится (в отличие от Волыно-Полесского прогиба) северо-западным, параллельным краю ВЕП. Рельеф в период накопления горбашевской свиты представлен приразломными узкими впадинами и горстами [Геотектоника..., 1990], что характерно для периодов зарождения рифтогенов.

Магматизм начался внедрением силлов габбро-долеритов и (реже) пикритов, часто локализованных в породах полесской серии. Потом последовали излияния недифференцированных магм базальтов, глубина очагов которых по магнитной минералогии пород определена как 45—70 км [Геотектоника..., 1990]. Сопоставление пород вулканогенной толщи по составу с траппами Сибирской платформы (СП) обнаруживает их сходство (табл. 2), такой же результат для других платформенных траппов. Для сибирских траппов определена глубина магматического очага на уровне 60—70 км [Добрецов, 2005; Шараров и др., 2008].

Таблица 2. Составы пород вендско-кембрийского комплекса ВПП [Геотектоника..., 1990]

Оксиды	Содержание, %		
	Базальт ВПП	Базальт СП	Пикрит ВПП
SiO ₂	48	48,5	42
Al ₂ O ₃	14	15,5	6,5
Fe ₂ O ₃ + FeO	14	13	12,5
MgO	6,5	6	21
CaO	7,5	10,5	6
Na ₂ O	2,5	2	0,5
K ₂ O	1	0,5	0

Глубина очага магмы пикрита (примерно синхронного нижней толще траппов), установленная по составу породы, достигает 190±30 км. Состав (см. табл. 2) сопоставлен с составами пород, магма которых формировалась на разной глубине [Кадик и др., 1990; Walter, 1998]. Поскольку неясно, какой вариант связи содержания оксидов и глубины очага следует пред-

почитать в данном случае, использовался средний. Это привело к значительному разбросу результатов, но все же очевидно, что глубина очага пикритовой магмы много больше, чем базальтовой. Возможно, несколько повышенные по сравнению с результатами плавления лерцолита в присутствии O₂ содержания кальция, щелочей, алюминия говорят об участии фторидных флюидов [Гордиенко и др., 2005].

На появление коровых очагов указывают как данные о вынесенных магмами базальтов цирконах с возрастными фундамента [Шумлянский, Носова, 2008], так и сведения об андезитах и дацитах севернее ВПП — в Брестской впадине [Геотектоника..., 1990]. Они располагаются между верхней и нижней базальтовыми толщами. Есть и прямые сведения о трахит-липаритовом вулканизме в подольской части региона (бассейн р. Собь) [Геотектоника..., 1990].

На контаминацию породами нижней и средней коры (на глубине 20—40 км) указывают и особенности состава базальтов [Носова и др., 2006]. В этой работе обосновано образование магм базальтов берестовецкой свиты в двух очагах, различающихся по глубине. Можно предположить, что именно породы верхней вулканогенной толщи датированы 550 млн лет [Шумлянский, Носова, 2008; Носова и др., 2006; Kreminska, 2006].

Наличие среди пород берестовецкой свиты безоливиновых базальтов [Шумлянський та ін., 2006] может указывать на глубину источника части базальтовых магм (насколько можно судить по опубликованным данным, скорее всего, это относится к верхней толще) около 100 км [Гордиенко и др., 2005; Гордиенко, Усенко, 2003]. Однако этот вывод не согласуется с наличием Ol-содержащих пород в той же свите, т.е. часть очага может быть на первые десятки километров глубже.

После траппов отлагаются могилев-подольская и каниловская осадочные серии общей мощностью около 300 м [Геотектоника..., 1990]. Датировка верхней части траппового комплекса 550 млн лет (примерно граница раннего и среднего кембрия [Стратиграфічний..., 1997]) заставляет пересмотреть традиционное отнесение этих пород к венду.

В период до конца кембрия в регионе формируется довольно мощная (600—700 м) терригенная толща, после возникновения которой происходит существенное изменение тектонической обстановки в регионе. Можно предположить, что около 500 млн лет назад заверши-

лась эпоха верхневендско-кембрийского развития ВПП [Геотектоника..., 1990].

Палеозой — мезозой. В ордовике (возможно, и в позднем кембрии) маломощные осадки появлялись неповсеместно, распространены следы поднятий и денудации. В силуре образовалась довольно мощная (300—500 м) карбонатная толща, однако на части плиты отложений мало, наибольшие мощности сосредоточены у границы Галицийской геосинклинали. Период 500—400 млн лет назад не был активным в истории плиты, хотя мощность осадочного слоя в ордовике—силуре (и раннем девоне — примерно до зигена [Геотектоника..., 1990]) существенно увеличилась.

Активизация около 380—400 млн лет назад в магматизме проявилась севернее ВПП на ПВ [Цымбал и др., 1983 и др.]. Она представлена трубками взрыва, выполненными породами щелочно-ультраосновного состава. Вероятно, к этому же этапу активизации относятся оливиновые габбро-диабазы, пикритовые туфы, трахиты и трахиандезиты. Скорее всего, ее следует рассматривать как элемент развития рифтовой системы, включающей Днепровско-Донецкую впадину (ДДВ) и Припятский прогиб (ПП) [Гордиенко и др., 2006; Гордиенко, Усенко, 2003]. Неопределенность (более того, противоречивость) датировок магматических пород ПВ не позволяет исключать вариант геологической истории региона, при котором здесь, кроме девонских и вендско-кембрийских, происходили рифейские активные процессы (см. выше).

Морская (шельфовая) седиментация (продолжающая силурийскую) сменилась на значительной части плиты в раннем девоне континентальной, затем наступил период поднятия и эрозии (до эйфеля), на западе образовывалась толща значительной мощности (днепровская и тиверская серии), что, вероятно, отчасти обусловлено влиянием завершившей очередной цикл развития Галицийской геосинклинали [Геология..., 1980 и др.]. В среднем и позднем девоне на значительной части плиты сформировались осадки периферии Люблинско-Львовского прогиба [Геология..., 1980], его развитие в конце девона — начале карбона прервано поднятием и размывом. В визе—вестфале (~310—340 млн лет назад) седиментация возобновилась, образовалась мощная (в центре прогиба до 800 м) угленосная толща. К концу карбона (после складчатости в расположенной западнее Галицийской геосинклинали) характер осадконакопления изменился, затем в нем

наступил длительный перерыв.

Возобновление седиментации произошло в ранней юре (~200 млн лет назад). Дальнейшая «...история Волыно-Подоллии отражена... комплексом осадочных образований юрского и мелового периодов, широко распространены и за пределами исследуемой территории. Они образуют почти единый сплошной чехол в полосе склона платформы и его палеозойского обрамления. Мощности этих отложений нарастают со стороны платформы на юго-запад до 2500 м» [Геология..., 1980, с. 62]. Таким образом, седиментация прямо не связана с процессом в тектоносфере плиты. В осадконакоплении наблюдались перерывы в конце юры и в конце мела.

Однако явно к плите приурочена киммерийская активизация (~220—180 млн лет назад), проявившаяся во многих других регионах Украины. Она охватила значительную часть ВПП. Известные проявления этой активизации сводятся к обширным зонам минерализации, преимущественно простирающимся в направлении северо-запад — юго-восток [Шумлянский и др., 1980; Шумлянский, 2007] (рис. 2). Очевидно, что возникновение месторождений и рудопроявлений в этих зонах минерализации обусловлено действием гидротермальных систем, связанных на глубине с недавно образовавшимися коровыми интрузиями. В Северной Добрудже им соответствуют липариты [Шумлянский и др., 1980].

Перечисленные проявления юрской активизации, возможно, не затрагивают северной части плиты (Полесского блока) [Шумлянский, 2007]. Однако в его пределах бурением обнаружено маломощное (толщиной до 10 см) тело трахибазальта возрастом 100 ± 10 млн лет. Не исключен такой же возраст части целестиновой минерализации на западном краю плиты [Шумлянский и др., 1980]. Поэтому необходимо констатировать, что на севере имела место отдельная меловая фаза активизации, следовавшая за среднепалеозойской.

Последующий период не внес заметного вклада в изменение мощности вулканогенно-осадочного слоя региона. К мезозою она достигла в среднем 3—3,5 км. Сопоставление мощностей пород различного возраста на пересекающихся профилях дает возможность оценить погрешность определения этого параметра по данным, представленным на региональных разрезах осадочного слоя, построенных по имеющимся в регионе скважинам. Она составляет в среднем около 150 м.

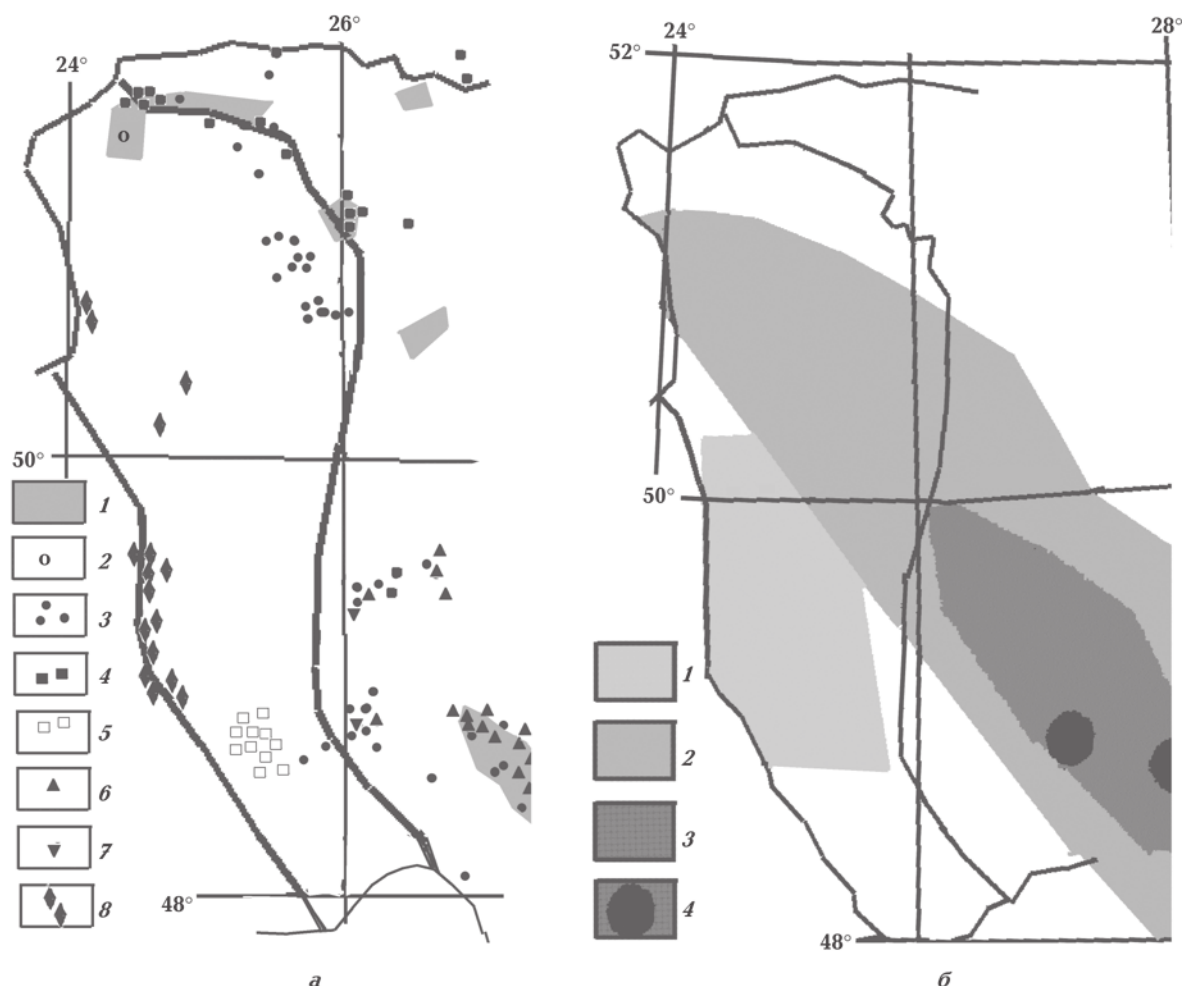


Рис. 2. Проявления киммерийской активизации на ВПП: а — по [Шумлянский и др., 1980] (1 — гидротермальные изменения пород чехла, 2—8 — минерализация (2 — рудно-битумная, 3 — свинцово-цинковая, 4 — медная (в венде), 5 — медная (в девоне), 6 — флюоритовая, 7 — баритовая, 8 — целестиновая); б — по [Шумлянский, 2007] (1 — проявления твердых битумов, 2 — барита-галенита-сфалерита, 3 — кварца-флюорита, 4 — урана-битума).

Кайнозой. В палеоцене начинается новый цикл седиментации, но большая часть плиты в этот период представляет собой транзитную область, через которую транспортируется терригенный материал с УЩ в карпатский бассейн, или область размыва. В неогене на окраине плиты возникает внешняя зона Предкарпатского прогиба, менее мощные слои осадков распространяются и на более удаленные от геосинклинали районы ВПП.

Современная активизация территории плиты не вызывает сомнений по ряду геофизических признаков, которые будут рассмотрены ниже.

Остановимся на геологических проявлениях современной активизации, к которым можно отнести формирование молодых зон рудной минерализации (преимущественно в

зоне Подольского глубинного разлома), нефтегазопроявления на большей части территории плиты, поднятия разного (молодого) возраста и интенсивности, активизацию разломов.

После последней фазы складчатости и опускания Предкарпатского прогиба в позднесарматское время (11—12 млн лет назад) море окончательно покидает территорию ВПП [Геология..., 1980]. Начало современной активизации отделено от этого времени периодом с отсутствующей или слабой тектонической активностью. На южном продолжении ВПП — Молдавской плите с близким возрастом фундамента, на ее западном краю во внешней зоне Предкарпатского прогиба (район Бакэу) известно проявление магматизма возрастом 2—5 млн лет [Милановский, Короновский, 1973]. Он представлен андезитовыми туфами и

туфобрекчиями (амфиболовыми и пироксеновыми). На Мезийской плите установлены дайки (подводящие каналы эродированных вулканов) базальтов. «Среди базальтов различаются оливин-пироксеновые, амфиболовые с анальцимом и анальцимовые лимбургитоидные разновидности. Они принадлежат к известково-щелочной магме с более или менее выраженной щелочной-натриевой (атлантической) тенденцией» [Милановский, Короновский, 1973, с. 176]. Анализ данных по обеим зонам приводит к выводу о том, что здесь встречены разные части одного комплекса пород [Милановский, Короновский, 1973].

В первом случае обнажается только верхняя часть, во втором она уничтожена эрозией. В Кэлиман-Харгитской гряде Карпат они наблюдаются совместно. В продолжающей ее на северо-запад Выгорлат-Гутинской гряде по термомагнитным данным установлены глубины основных очагов базальтов и андезитобазальтов — 55 ± 10 км, липарито-дацитов — 27 ± 5 км, периферические очаги с магмами смешанного состава распространены вплоть до глубины 7 км [Глевасская, 1983]. Химизм андезитов Мезийской плиты и Кэлиман-Харгитской гряды указывает на глубину промежуточной дифференциации магмы около 100 км, магма сформировавшихся позднее (но в пределах того же этапа магматической активизации) оливиновых базальтов по геохимическим и термомагнитным данным дифференцирована на глубине около 50 км [Бродская, Ножаров, 1972] и возникла на глубине 200 км.

В пределах Молдавской плиты и склона УЩ, на Прутско-Днестровском междуречье, установлена суммарная амплитуда неоген-четвертичных движений от -200 до $+100$ м. Однако за послесарматское время (т. е. 11—0 млн лет назад) произошло поднятие с амплитудой до 220—340 м. «В среднем плиоцене Днестровско-Прутское междуречье представляло собой озерно-алювиальную равнину, которая с начала позднего плиоцена начала подниматься. Произошло обособление бассейнов Днестра и Прута. Максимальная амплитуда этого поднятия с конца среднего плиоцена до голоцена включительно составляет 380—390 м, а за четвертичный период 120—135 м» [Покатилов, Бакатчук, 1976, с. 42]. Можно представить картину перемещения поверхности, когда основные движения сосредоточены в узком временном диапазоне (рис. 3).

Близкие по характеру перемещения можно предположить по данным [Геотектоника...

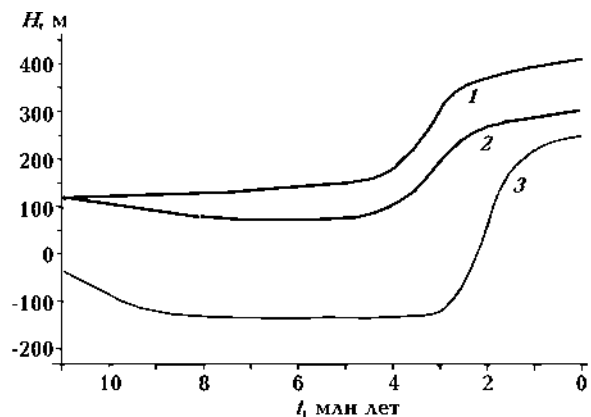


Рис. 3. Максимальные перемещения поверхности центра (1), юга (2) ВПП и Молдавской плиты (3) за последние 11 млн лет.

1990] и на собственно ВПП. Вероятно, для ее северной части характерны значительно меньшие по амплитудам поднятия поверхности за последние миллионы лет.

За 3 млн лет (поздний плейстоцен—голоцен) распределение поднятий поверхности на плите можно изобразить по данным [Верховцев, 2006] (рис. 4).

Приведенные данные однозначно указывают на время начала современной активизации около 4 млн лет назад. Однако, если обратиться к выделению разломов, активных в разные периоды неоген-четвертичной истории региона, которое было проведено разными авторами [Верховцев, 2006; Палиенко, 1990], обнаружим существенные различия мнений (рис. 5, 6). Заметное изменение рисунка активных нарушений (и весьма разная степень соответствия древним глубинным разломам) может свидетельствовать как о резком изменении плана активизаций в период между 5 и 3 млн лет назад, так и об использовании авторами неравнозначных критериев активизации.

Отметим, что на рис. 5 в центре региона выделена зона северо-западного простираения, практически совпадающая с продолжением на ВПП Подольского разлома, активность которого в последние миллионы лет фиксируется, в частности, по молодой минерализации. На рис. 6 эта зона выделяется только в одном из вариантов схемы. Проявления минерализации в районе Подольского максимума поднятий за последние 3 млн лет у одноименного разлома представляют собой последствия недавнего подъема глубинных флюидов, содержащих фтор, барий и углеводороды [Шумлянський та ін., 2003].

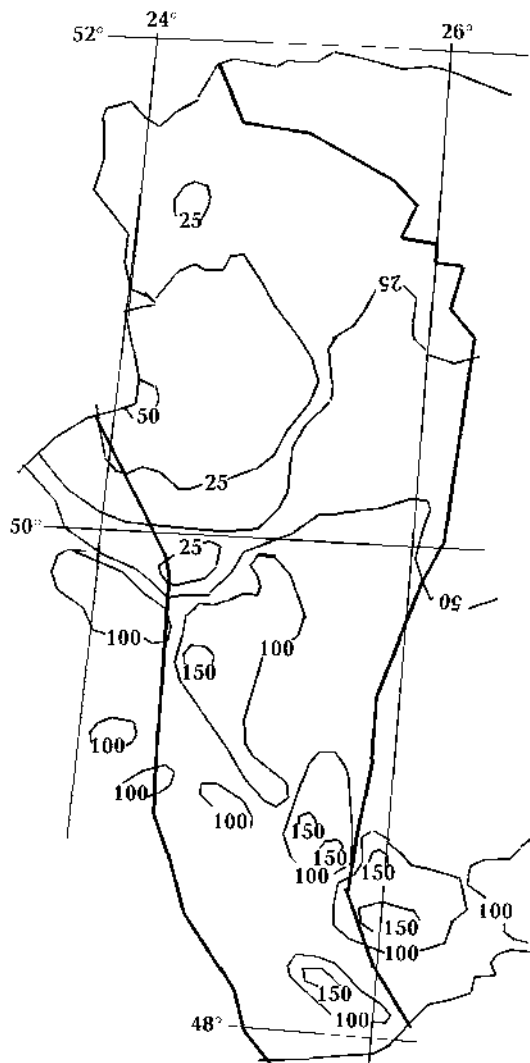


Рис. 4. Амплитуды поднятий (в м) поверхности ВПП за последние 3 млн лет [Верховцев, 2006].

Рельеф земной поверхности, возникший в результате последних поднятий, не имеет аналогов в равнинной части Украины. Отметки на Подольской возвышенности достигают 400 м, более значительные возвышения наблюдаются только в Карпатах и Крыму.

Перемещения поверхности, изучаемые геодезическими методами, характеризуют, вероятно, кратковременные знакопеременные процессы, связь которых с геологическими нуждается в специальном обосновании. Можно было бы упомянуть о приуроченности максимума поднятий эпохи 1986 г. к узлу пересечений четырех разломов, активных в последние 3 млн лет (см. рис. 5), но в эпоху 1972 г. такое согласование отсутствует, а в районе другого

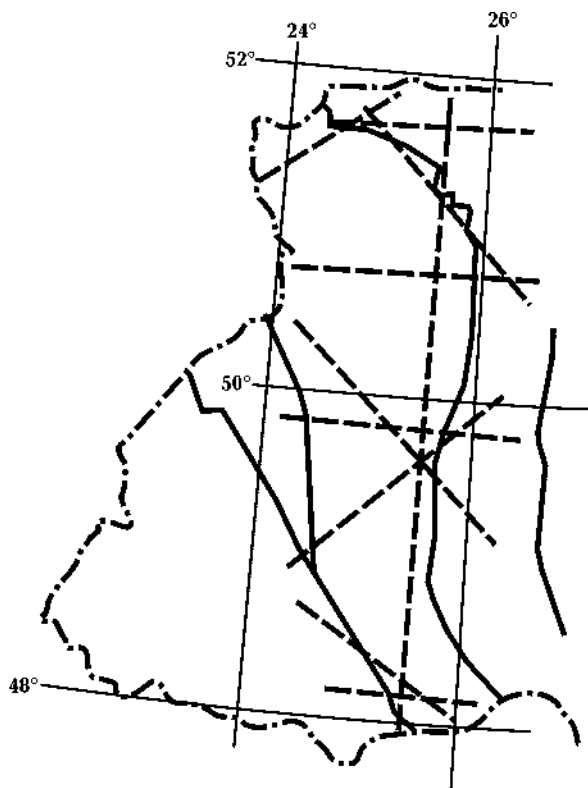


Рис. 5. Разломы региона, активные в последние 3 млн лет [Верховцев, 2006].

пересечения (на севере) нет и аномалии в эпоху 1986 г.

Проявления углеводородов (природного газа, иногда легкой нефти и соответствующих ей по составу битумов) широко распространены и в других частях плиты (рис. 7), примерно до 51° с. ш., но промышленно значимое месторождение пока известно только одно — Локачинское. Довольно интенсивные газопроявления при глубоком бурении установлены в п.п. Кременец, Олеско, Бучач, Новый Витков, Литовеж, Перемышляны и др., территориально тяготеющих к разломам. Водорастворенные углеводородные газы фиксируются в восходящих источниках по линии разлома вдоль р. Збруч (города Сатанов, Гусятин, Скала Подольская). Как показал опыт исследований в ДДВ, появление углеводородов можно считать признаком современной активизации [Гордиенко и др., 2006].

На довольно молодой процесс поступления глубинных флюидов с углеводородами указывает и образование залежей серы у границы плиты и Предкарпатского прогиба. Вблизи разлома флюиды перерабатывают неогеновые приповерхностные гипсоносные породы

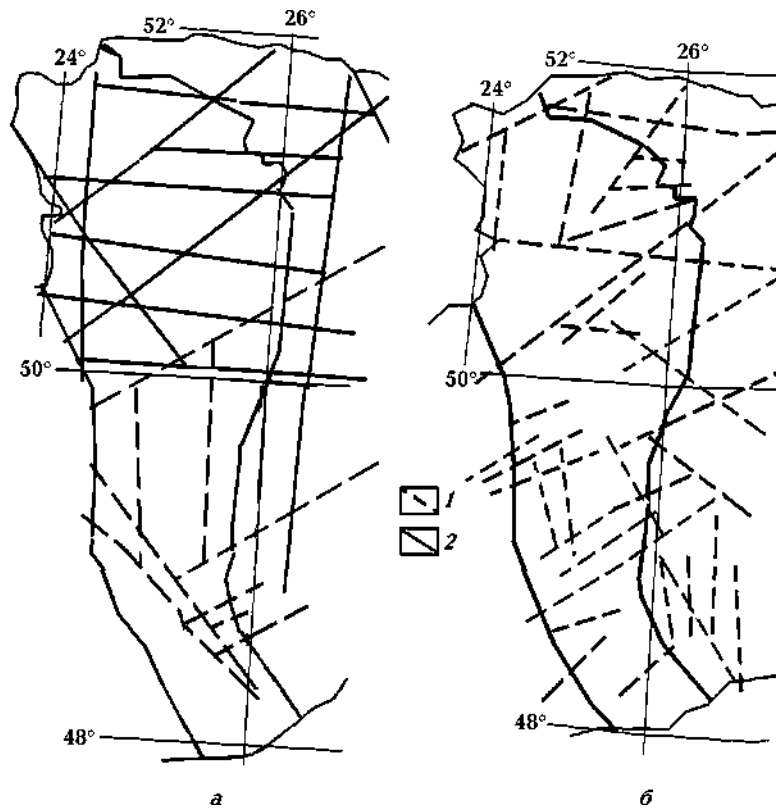


Рис. 6. Зоны разломов, активных в последние 5 (1) и 25 (2) млн лет, по [Палиенко, 1990] (а) и по [Атлас..., 2002] (б).

[Полкунов, 1990] в период после бадена, т.е. в последние 12—13 млн лет.

Таким образом, на плите имеется достаточное количество геологических данных, свидетельствующих о современной активизации региона. Ниже будет показано, что не меньше аргументов в пользу этого процесса можно обнаружить и в данных глубинной геофизики.

Глубинные процессы. *Венг—силур.* Расчетная тепловая модель тектоносферы, после активизаций около 1200 млн лет назад, приобретает вид, показанный на рис. 8 [Гордиенко и др., 2005 и др.].

Температуры в нижней части верхней мантии в этот период существенно понижены, по сравнению с нормальным (фоновым) распределением, из-за предшествующего адвективного теплопереноса [Гордиенко, 2007]. Дальнейшая тепловая эволюция модели рассматривалась как результат суперпозиции двух процессов: охлаждения через поверхность и выделения радиогенного тепла.

Глубже 300—350 км влияние теплогенерации больше, чем охлаждения через поверхность, значения температур здесь растут.

Примерно 900 млн лет назад появляется небольшой слой частичного плавления над зоной полиморфного перехода в интервале глубин 400—470 км. С этого момента возможно начало теплопереноса в тектоносфере региона. Однако он не происходит еще около 300 млн лет. Наиболее вероятной причиной «отложенной» активизации кажется соседство с обширной рифейской европейской геосинклинальной областью, представленной вблизи региона Галицийской геосинклинали. Согласно АПГ начало геосинклинального процесса в этот период геологической истории Земли сопровождается латеральным теплопереносом. В результате примыкающая область в половину ширины геосинклинали охлаждается на 50—90 °C в интервале глубин от 400—470 до 220—470 км. Поскольку достоверно неизвестны ширина геосинклинали, время начала активного процесса и расположение ее края, нельзя рассмотреть предполагаемое влияние количественно. Все же весьма вероятно, что слой частичного плавления в недрах мантии ВПП сократился в степени, препятствующей началу активного теплопереноса. Для

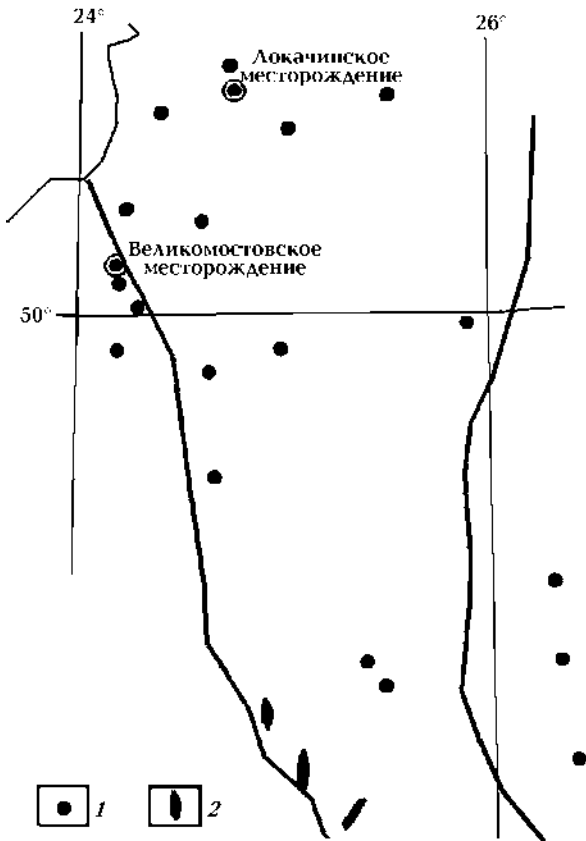


Рис. 7. Распределение газопровялений (1) и залежей серы (2) на ВПП.

«созревания» стартовых условий понадобилось дополнительное время. По результатам специальных расчетов, отражающих несколько реальных вариантов развития процесса, оно составляет 200—300 млн лет. Причем следует отметить, что в этот период наступило (из-за сокращения теплогенерации со временем) равновесие выделения и оттока тепла в тектоносфере. Расчетные модели (при условии

отсутствия теплопереноса) в период 650—0 млн лет различаются незначительно, на всех глубинах расчетные отличия не превосходят погрешности вычислений. Учитывая сказанное о «боковом влиянии» Галицийской геосинклинали, приведенные температуры на глубине 220—470 км следует считать максимально возможными.

Расчетное распределение температур 600 млн лет назад (перед позднебайкальской активизацией) обнаруживает мощный интервал частично расплавленных пород на глубине 300—480 км. Дальнейшие события рассматривались как вариант рифтогенеза с несколько ограниченной историей теплопереноса (полный рифтогенез требует большей мощности слоя [Гордиенко, 2007], чем приведенная выше оценка по максимуму). Причина неизбежности такого выбора эндогенного режима обнаруживается при анализе хода процесса.

При расчетах, относящихся к дальнейшему ходу глубинных процессов, считалось, что ширина региона, охваченного активизацией, составляла 100—150 км, длина была минимум вдвое больше. Первый этап рифтогенеза обусловлен выносом под кору перегретого и частично расплавленного вещества из интервала глубин более 200 км [Гордиенко, 2007 и др.]. В нашем случае такой резервуар еще должен быть создан. Поэтому предполагается поступление кванта тектонического действия (КТД) диаметром 60 км из интервала глубин 300—360 км в интервал 200—260 км. Отсюда вещество поступает в интервал 40—100 км, образуя слой частичного плавления, питающий вторжения в кору на глубину 20—40 км. Подъем в каждом случае сопровождается опусканием относительно холодного вещества. Речь

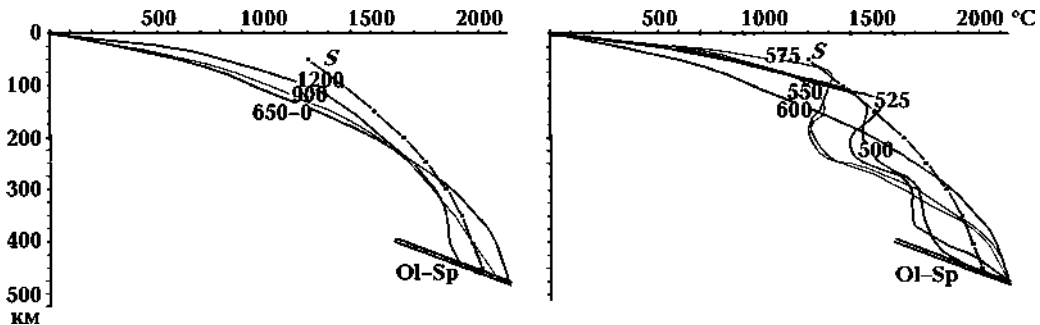


Рис. 8. Распределения температуры в тектоносфере ВПП 1200—500 млн лет назад. Цифры у кривых — время в млн лет назад, *S* — температура солидуса пород мантии, *Ol-Sp* — параметры полиморфного преобразования на подошве верхней мантии оливина в минерал со структурой шпинели.

идет об экологитизированных основных породах. Небольшой латеральный тепломассоперенос, характерный для рифтов фанерозоя, не рассматривается, так как его влияние сопоставимо с завышением расчетных температур на предыдущем этапе эволюции тепловой модели.

Предлагаемый к рассмотрению вариант «двухэтажной» адвекции в мантии ранее не анализировался. ВПП оказалась первым регионом, где применение представлений АПГ к построению схемы глубинного процесса дополнено этим элементом, не находящим непосредственного отражения в продуктах магматизма, но согласующимся со многими геофизическими данными и некоторой геологической информацией [Гордиенко, 2007 и др.].

Результатом рассмотренной процедуры должен быть близкий по времени магматизм, питающийся из трех очагов дифференциации расплава: у кровли зоны частичного плавления на глубине около 200 км, в интервале глубин от раздела М до примерно 80—90 км и интервала, ограниченного сверху средней частью коры. В последнем случае температура солидуса пород коры считалась равной 600 °С в интервале глубин 10—30 км, где встречаются образования амфиболитовой фации метаморфизма. В нижней коре температура солидуса основных гранулитов считалась увеличивающейся от 950—1000 °С на 30 км до 1050—1100 °С на разделе М. Все перечисленные глубины очагов магматизма известны в регионе и могут быть приписаны (с большей или меньшей вероятностью) первой стадии вендско-кембрийского магматического процесса.

Температурное распределение перед вторым этапом показано на рис. 8 для момента 550 млн лет назад в виде средних величин для каждой глубины. К этому времени слои частичного плавления в коре и под корой уже релаксировали, астеносфера фиксируется на глубине 370—480 км. В центральной части региона верхняя астеносфера сохраняется дольше, чем это следует из представленных данных, но к началу второго этапа она здесь отсутствует. Тепломассоперенос происходит из интервала 370—430 км в интервал 200—260 км, отсюда на 100—160 км и сопровождается обратным перемещением холодного вещества. Образуется сравнительно неглубокая астеносфера в интервале 80—120 км (подтверждаемом геологическими данными, изложенными выше), которая может обеспечить магматизм с соответствующей глубиной очага на завершающем этапе вулканической истории процесса. Асте-

носфера у подошвы верхней мантии существует ограниченное время в виде тонкого слоя, недостаточного для возобновления тепломассопереноса, затем полностью исчезает. Таким образом, результаты расчетов согласуются с представлением о том, что на границе докембрия и фанерозоя в данном регионе возможна активизация, включающая два этапа тепломассопереноса. Магматические проявления по возрасту и глубине очагов частичного плавления соответствуют расчетным.

Рассмотрим перемещения поверхности, связанные с изменениями температуры и полиморфными преобразованиями в период активизации. Используем для этого данные о влиянии указанных факторов на плотность пород, приведенные, в частности, в работах [Гордиенко, 2007 и др.].

Учитывая положительные и отрицательные температурные аномалии, возникающие при перемещении вещества верхней мантии и сглаживании тепловых возмущений в периоды между и после перемещений (рис. 8), можно определить движения поверхности, связанные с этим явлением. Предполагалось также, что появление сравнительно небольшого по мощности слоя траппов (около 0,2—0,3 км в среднем по ВПП) сопровождалось соответствующим погружением из-за выноса вещества на поверхность. Влияние полиморфного преобразования с уплотнением у подошвы верхней мантии начинает проявляться только в период после 550 млн лет назад (см. рис. 8). Темп процесса оценивается в настоящее время очень приближенно, почти исключительно для условий холодной и прогретой коры. Информация для нижних горизонтов верхней мантии еще менее определена и точна. Можно допустить, что за 25 млн лет процесс завершится полностью или почти полностью. В период 475—400 млн лет происходит только незначительное погружение поверхности региона, связанное с продолжающимся остыванием верхней тектоносферы.

В это же время должен проявляться в виде поднятия эффект обратного полиморфного преобразования на подошве верхней мантии, он лишь частично может быть нивелирован давлением накопившихся осадков. Однако и упомянутое выше остывание, и полиморфный переход оказываются, скорее всего, факторами второго порядка по сравнению с «боковыми влияниями» процессов в соседних регионах: происходит интенсивное поднятие щита и опускание герцинской геосинклинали. «...Наибо-

лее общие закономерности составляющих... толщ (силура и ордовика — авт.) определялись осадконакоплением в пределах зоны сочленения ... воздымающегося Украинского щита и погружающейся Среднеевропейской геосинклинали» [Геотектоника..., 1990, с. 98].

Амплитуды перемещений поверхности, установленные для отрезков геологического времени длиной в 25 млн лет, были вынесены на график зависимости от возраста и по полученным точкам проведена сглаживающая кривая. На рис. 9 она сопоставлена с наблюдаемыми данными о мощностях слоев осадков и траппов. Согласование можно признать удовлетворительным. Отсутствие на начальном этапе поднятия в экспериментальных данных связано, скорее всего, с трудностью фиксации этого явления.

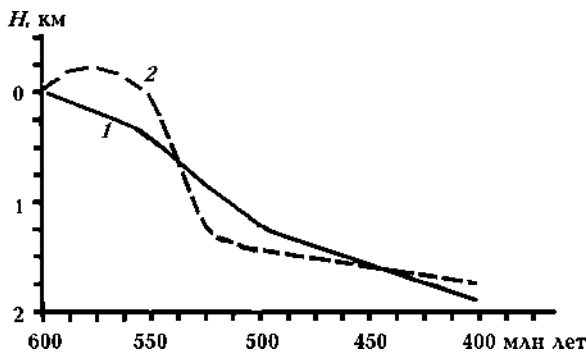


Рис. 9. Перемещение поверхности ВПП в период 600—400 млн лет назад: 1 — наблюдаемое, 2 — расчетное.

Основное погружение поверхности ВПП связано с полиморфным преобразованием пород на подошве верхней мантии, тепловые эффекты играют подчиненную роль. При анализе перемещений поверхности во время рифтогенеза ДДВ учитывались существенные эффекты, связанные с сокращением мощности коры и ее базификацией [Гордиенко и др., 2006]. Судя по данным ГСЗ [Заяц, 1980; Литосфера..., 1988; Назарович, 2005; Сейсмические..., 1980; Соллогуб, 1986 и др.] сокращение мощности коры в регионе (по сравнению с мощностью на УЩ) незначительно. На севере мощность коры увеличена. Не фиксируется также базификация (в виде повышенной скорости распространения сейсмических волн по сравнению с фоновой для УЩ). Заметный рост значений V_p отмечен только на северном конце геотраверса VI, но его логичнее связывать с процессами девонского времени, достоверно установленными на ПВ. Таким образом, преобразование коры в трапповой провинции ВПП

оказывается незначительным, в этом смысле процесс существенно отличается от рифтогенеза.

Герцинская активизация. Схема глубинного процесса построена в предположении, что девонский магматизм ПВ и перемещения поверхности ВПП — проявления одного события. Хотя в работе [Гордиенко и др., 2006] вал рассматривался как часть системы, включающей ПП и ДДВ, высказанное предположение нельзя считать указанием на исключительность сложившейся ситуации. Подобная синхронность активных процессов в рифте и за его пределами авторами уже рассматривалась [Гордиенко и др., 2006; Гордиенко, Усенко, 2003 и др.].

Проанализируем эволюцию тепловой модели тектоносферы северной части региона по мере приближения к моменту начала герцинского активного процесса. Результаты расчетов (рис. 10) показывают, что 450 млн лет назад появляется первый послебайкальский слой частичного плавления у подошвы верхней мантии. Мощность его еще недостаточна для формирования даже одного КТД, активный процесс не может начаться. Условия для него появляются примерно ко времени 400 млн лет назад. В этот период мощность слоя частичного плавления составляет около 70 км.

Материал из верхних 60 км (с глубины 390—450 км) переносится в интервал 200—260 км, на его место опускается более холодный с места остановки всплывшего астенолита. Из этого резервуара вещество поступает на глубину 40—100 км, обмен повторяется. Заполнением выплавками части коры формируется интервал частичного плавления (в основном пород амфиболитовой фации метаморфизма) на глубине 20—40 км. Через 25 млн лет распределение температуры в тектоносфере достигает уровня, показанного на рис. 10. К этому моменту еще может сохраняться небольшой по мощности слой частичного плавления в подкоровом горизонте мантии. Магматические последствия процесса могут быть представлены породами, магмы которых поступили из очагов на разных глубинах. На территории собственно плиты такие проявления неизвестны, с данными о магматизме ПВ полученная информация вполне может быть согласована [Гордиенко, Усенко, 2003].

Одноактный тепломассоперенос приводит к резкому изменению температур тектоносферы (см. рис. 10), которые проявляются в перемещениях поверхности. В собственно

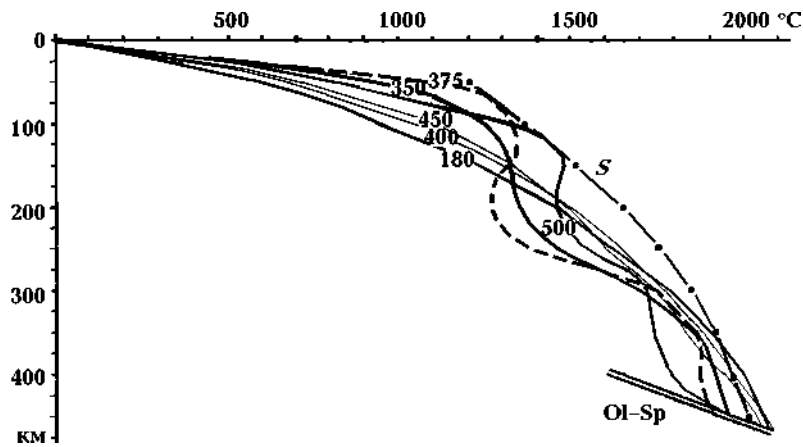


Рис. 10. Тепловые модели ВПП для периода 500—180 млн лет назад. Условные обозначения см. на рис. 8.

тепловом воздействии вначале преобладает нагрев верхних горизонтов тектоносферы, чему соответствует поднятие. В седиментации в это время наступает перерыв, фиксируются следы эрозии. У подошвы верхней мантии понижение температуры приводит к полиморфному преобразованию значительной толщи пород, следует погружение поверхности. Отсутствие определенных данных о темпе преобразования не позволяет точно определить результат процесса. В конечном итоге (при фактическом завершении процесса) мощность осадочного слоя в регионе увеличивается в среднем до 3,0—3,5 км, что согласуется с имеющимися данными. В последующий период происходит незначительное погружение за счет общего охлаждения верхней тектоносферы. Влияние полиморфного преобразования на подошве верхней мантии незначительно.

Постепенное сглаживание тепловых аномалий не приводит к существенному поднятию и эрозии, которые восстановили бы начальный уровень поверхности фундамента. Одна из причин такого явления названа выше. Не менее действенным может оказаться влияние на результаты рассматриваемого и предыдущего активных процессов перетоков вещества по астеносфере. В обоих случаях можно допустить синхронность существования слоя частичного плавления на сравнительно небольшой глубине в мантии под Галицийской геосинклиналию, ВПП и УЩ. В этом случае подвижное вещество астеносферы будет вытесняться из-под районов накопления осадков под районы поднятия и эрозии (УЩ). Обратный переток не происходит прежде всего из-за эрозии поверхности щита, результаты активного этапа (для ВПП — это накопившийся слой осадков) сохраняются.

Результаты сравнения расчетного погружения поверхности ВПП в ходе позднебайкальской и герцинской эпох активизации с геологическими данными (рис. 9, 11) могут демонстрировать завышенные отличия из-за невозможности отражения в разрезе осадочного слоя величин эрозионного среза. Тем не менее полученное среднее расхождение между сравниваемыми величинами за 250 млн лет составляет 250 м, что вполне объяснимо при рассчитанной выше погрешности экспериментальных данных в 150 м. Погрешности расчетной мощности осадков явно не меньше этой величины.

Последующая тепловая эволюция тектоносферы долгое время не приводит к условиям, необходимым для возобновления активного процесса.

Киммерийская активизация. Такие условия (формирование слоя частичного плавления над подошвой верхней мантии) постепенно достигаются начиная с периода 250—200 млн лет назад. Мощность астеносферы медленно увеличивается, активного процесса при минимальной необходимой толщине слоя частичного плавления не происходит. Возможные причины такого затягивания «тектонической паузы» названы выше.

К моменту начала теплопереноса мощность астеносферы достигает 100 км (интервал глубин около 360—460 км). Перегретое и частично расплавленное вещество в виде линзы мощностью 60 км поступает из астеносферы в интервал глубин 200—260 км, отсюда — на подкоровые глубины (40—100 км). Формируется, за счет вторжений магмы в среднюю и нижнюю часть коры, слой частичного плавления, над ним (преимущественно в зонах крупных

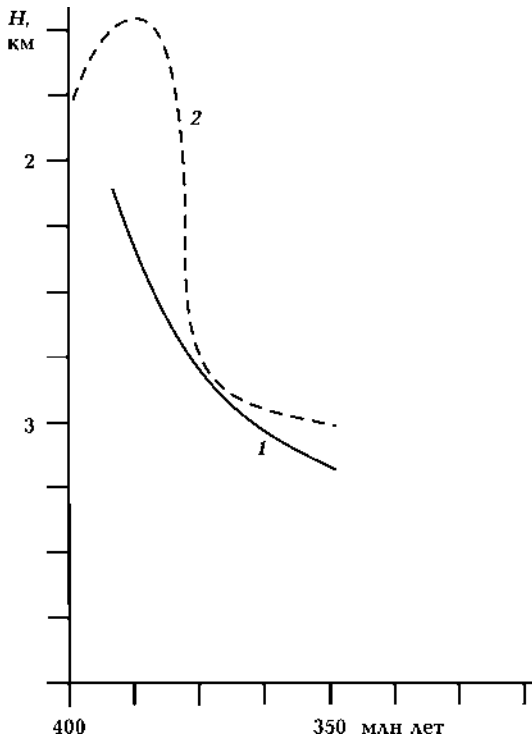


Рис. 11. Погружение поверхности фундамента ВВП в период 400—350 млн лет назад. Условные обозначения см. на рис. 9.

глубинных разломов, создающих в условиях активизации каналы повышенной проницаемости) могут возникать отдельные магматические купола из магмы среднего и кислого состава с кровлями на глубине 5—10 км. В этих случаях (при внутрикоровой адвекции) тепловая модель коры приобретает специфический вид. В значительном интервале глубин (примерно 10—30 км) температура близка к 600 °С. Такое распределение температуры сохраняется недолго, модель на рис. 12 его уже не отражает.

Выше описанных локальных магматических вторжений располагаются гидротермальные системы (в пределах которых температуры относительно велики, а геотермический градиент также аномально низок за исключением приповерхностной зоны), они термально и химически преобразуют окружающие породы, формируют месторождения и проявления полезных ископаемых. В нашем случае это относится, прежде всего, к области вблизи продолжения на ВПП Подольского разлома, но ею дело не ограничивается, следы процесса описанного содержания достаточно широко распространены на плите.

Рассмотренный теплоперенос привел к почти полной ликвидации глубинной асте-

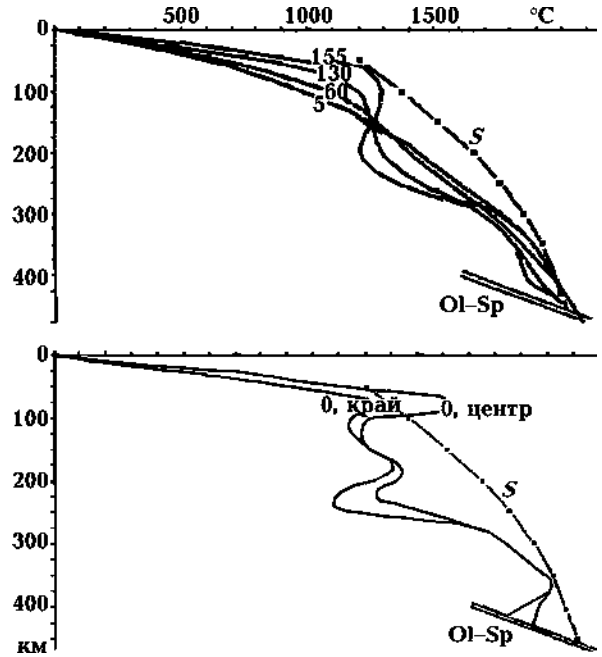


Рис. 12. Тепловые модели ВПП для периода 180—0 млн лет назад. Условные обозначения см. на рис. 8.

носферы (рис. 12). Продолжение активизации в виде формирования нового КТД невозможно. Своеобразие эволюции тепловой модели тектоносферы в данном случае заключается в том, что охлаждение вещества у подошвы верхней мантии не затрагивает область полиморфного преобразования. Соответственно не возникают условия для уплотнения пород и погружения поверхности. Влияние температурных аномалий сводится к заметному поднятию (до нескольких сотен метров) в юре, которое по мере сглаживания тепловых аномалий нивелируется.

В это время в западной части региона возникает мезозойский «постумный» прогиб [Геотектоника..., 1990], ось которого от юры к мелу заметно смещается на восток. Тип эндогенного режима такого прогиба в рамках АПГ специально не рассматривался. В нашем случае его приуроченность к передовому прогибу Галицийской геосинклинали предполагает, вероятно, что прогиб не связан непосредственно с глубинным процессом в тектоносфере собственно ВПП. Его логично анализировать в связи с событиями в Карпатском регионе.

Глубинные процессы в тектоносфере северной части ВПП. Сведения о геологической истории, приведенные выше, позволяют предположить, что сценарии активизаций северной и южной частей ВПП различались. Возможность такого развития для УЩ (основ-

ной части щита и северо-западной периферии) рассматривалась в работе [Гордиенко и др., 2005]. Она связывалась, в частности, с различиями теплогенерации пород коры и верхней мантии: на северо-западе щита она считалась пониженной, о чем свидетельствовали низкие значения теплового потока. Такое же различие наблюдается и на плите.

Расчетные значения температур для платформенной тектоносферы региона с пониженной теплогенерацией пород приведены в работе [Гордиенко и др., 2005]. Для периода около 400 млн лет назад они иллюстрируются рис. 13, где сопоставлены с данными геотермометров — ксенолитов мантийных пород, вынесенных предположительно девонскими кимберлитовыми магмами [Цымбал и др., 1983] севернее ВПП, на территории ПВ, для которого характерны такие же низкие значения теплового потока. Видно, что расчетные и экспериментальные данные о распределении температур на глубинах примерно до 150 км согласуются, незначительные расхождения между ними вполне можно объяснить погрешностями обоих методов определения температуры.

Для северной части ВПП температуры в мантии, скорее всего, несколько выше, чем рассчитанные на рис. 13. Этот район располагается у границы зон с аномально пониженной и нормальной теплогенерацией в породах коры

и мантии. Соответственно результаты приведенных здесь вычислений будем рассматривать как качественные. В частности, они едва ли пригодны для оценок перемещений поверхности в ходе каждого этапа глубинного теплопереноса.

Перед девонской активизацией распределение температур на севере ВПП характеризуется небольшой зоной частичного плавления на максимальных глубинах в верхней мантии (см. рис. 13). Она способна стать причиной теплопереноса, схема которого считалась совпадающей с рассмотренной выше. Однако восстановления такой модели ко времени юрской активизации (180 млн лет назад) не происходит (это касается только северной части плиты, в западной части ПВ ситуация может быть иной). Повторение теплопереноса невозможно. Незначительная зона частичного плавления возникает только 100 млн лет назад, именно в середине мела становится возможной (в полном соответствии с геологическими данными) киммерийская активизация северной части плиты. После одноактного мелового активного процесса восстановление начального распределения глубинных температур не достигнуто до сих пор. Современная активизация в этом районе не может произойти. Как показано выше, геологические признаки этого процесса распространены преимущественно в южной части ВПП.

Подводя итог анализу глубинных процессов в тектоносфере ВПП, констатируем, что, несмотря на возникшие сложности, обусловленные «транзитным» характером региона, удалось объяснить количество произошедших в нем активизаций и примерные их возрасты для всех случаев, кроме современной активизации, правильно спрогнозировать глубины магматических очагов и мощности образовавшихся осадков для каждого активного этапа развития. Эти результаты достигнуты, несмотря на то, что в процессе анализа впервые был использован ранее не тестированный вариант «двухэтажного» адвекционного процесса в верхней мантии.

Современная активизация. Сглаживание температурных аномалий в тектоносфере после активного процесса 180 млн лет назад (см. рис. 12) приводит в начале кайнозоя (около 60 млн лет назад) к появлению первых признаков частичного плавления у подошвы верхней мантии. Маломощный слой не обеспечивает условий для начала теплопереноса, но первые миллионы лет назад его толщина дости-

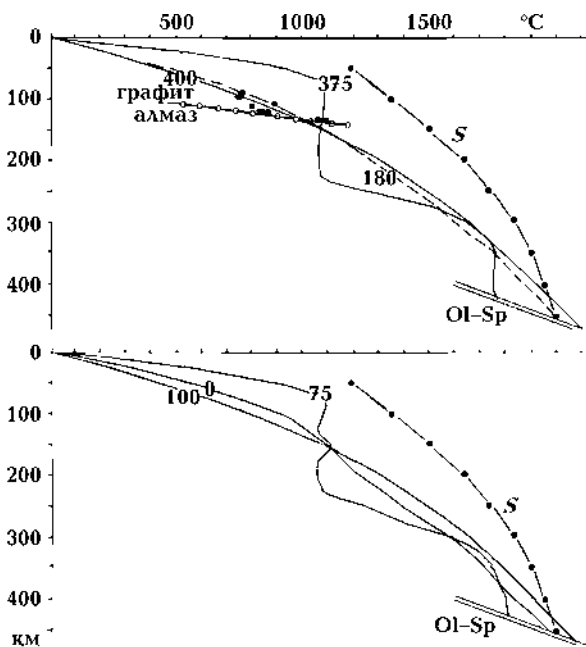


Рис. 13. Расчетные распределения температуры в тектоносфере северной части ВПП в период 400—0 млн лет назад. Точки — данные геотермометров.

гает уже 70 км (в интервале глубин 400—470 км). При такой мощности активизация возможна. Дальнейшее развитие событий практически не отличается от описанного для киммерийской активизации. Проблема лишь в том, что в случае незавершенного процесса современной активизации нельзя с достаточной определенностью установить время, место и размеры зон, охваченных тепломассопереносом.

В случае незавершенной современной активизации, в сущности, меняется предмет исследования. Если для предшествующих процессов решалась задача построения схемы глубинного процесса в известном районе для известного времени начала и продолжительности события, то для современной активизации в основном необходимо по комплексу данных установить эти параметры, считая, что факт активизации доказан на основе геологической информации, а глубинный процесс отвечает представлениям АПГ. Конечно, возможен и ее контроль геофизическими данными, но лишь ограниченный.

Сведения о размещении газопроявлений и месторождений серы на ВПП указывают на большую вероятность активизации южной и юго-западной части плиты. Примерно так же можно истолковать данные о распределении амплитуд поднятий за последние 3 млн лет, но максимальные поднятия не совпадают с газопроявлениями. Данных о размещении эпицентров землетрясений слишком мало, они могут быть истолкованы только в том смысле, что более вероятной представляется активизация южной части плиты. Ширина зон активизации согласно АПГ должна быть на уровне размера одного-двух КТД, т. е. 60—120 км. Для объяснения установленных аномалий теплового потока при отсутствии локальных интрузий в верхнюю часть коры и гидротермальных систем возраст коровых вторжений на глубину 20—40 км должен быть сопоставим с возрастом мантийных объектов — около 4—5 млн лет. Именно для этого варианта развития событий построено современное распределение температур на рис. 12. Приведены две модели: в центре объекта и на краю. Характерна значительная отрицательная аномалия у подошвы верхней мантии. Тем не менее нельзя ожидать заметных опусканий поверхности, так как время воздействия аномалии на полиморфный процесс слишком мало. В перемещениях поверхности должны проявиться температурные аномалии. В течение практически всего мезокайнозоя осадконакопление на плите было континентальным, мелководным или преобладали

условия эрозии. Поэтому уровень поверхности перед современной активизацией не мог существенно отличаться от уровня моря. Таким образом, результат влияния тепловых аномалий в тектоносфере должен быть близок к высоте современного рельефа в районах, где прошла современная активизация. Расчетное поднятие за последние 5 млн лет составляет около 300—500 м в среднем по площади каждой зоны. Высоты современного рельефа в центральной и южной частях ВПП достигают 350 м, в отдельных пунктах — 400 м. Поднятия за последние 3 млн лет в максимуме составляют 150—170 м. Следовательно, основная часть поднятий приходится на самое начало активизации, как это и должно быть в соответствии с используемой схемой глубинного процесса. Впрочем, достигнутому согласованию не стоит придавать большого значения. Погрешности и неопределенности расчета для этого слишком велики.

Изучение нефтегазоносности ДДВ [Гордиенко и др., 2006; Лукин, 1997 и др.] показало, что месторождения углеводородов очень молоды (возраст менее 1 млн лет) и связаны с современной активизацией. Одним из признаков такого происхождения нефтегазоносности является гидрогеологическая инверсия (ГГИ) [Лукин, 1997; 2006] — изменение минерализации и состава растворенных солей в пластовых водах глубинных частей месторождений углеводородов. В водах Локачинского (хлор-кальциевых, 50—90 г/л) и Великомоствовского (хлор-кальциевых, 130 г/л) месторождений ГГИ не отмечена. Ее признаки (гидрокарбонатно-натриевая минерализация и сокращение солености до 10 г/л и менее) появляются только в Предкарпатском прогибе [Лукин, 1997; 2006]. Однако нельзя исключать влияния на результат недостаточной глубины опробования вод. Например, на Кохановском месторождении в Предкарпатском прогибе ГГИ также не видна (хлор-кальцевый тип вод, 70 г/л), а на соседних наблюдается [Атлас..., 1998]. Примерно то же можно сказать об отсутствии зон аномально-высоких пластовых давлений [Геология..., 1980 и др.] на Локачинском и Великомоствовском месторождениях и в интервалах глубин, где встречены углеводороды в других районах ВПП.

Поэтому есть смысл проанализировать наряду со сведениями о молодых поднятиях и некоторые геофизические данные по ВПП. Каждый критерий в отдельности не может считаться достаточным для выделения зоны [Гордиенко и др., 2005 и др.]. Поэтому наиболее

достоверными зонами современной активизации будем считать фрагменты плиты, в пределах которых совпадали все или большинство признаков:

- поднятия поверхности за последние 3 млн лет;
- пониженные скорости распространения продольных сейсмических волн в коре и верхней мантии;
- сокращение мощности коры до величины меньше нормальной (для большей части платформенной Украины — 42,5 км);
- аномалии теплового потока (ТП) интенсивностью 10 мВт/м² и более;
- отрицательные гравитационные мантийные аномалии интенсивностью более 20 мГл;
- проводники в консолидированной коре и в верхней мантии с величиной суммарной продольной проводимости (S), превышающей обычную для неактивизированного платформенного региона.

Недостатки изученности и неточность критериев делают необходимыми некоторые комментарии к приведенному перечню.

Какую амплитуду поднятий считать достаточной для выделения зоны современной активизации, неясно. Поэтому в качестве границы зоны принята изолиния минимальной значимой амплитуды — 25 м. В результате этот признак активности присутствует на южных 3/4 плиты

(за исключением узкого коридора в северной части) (рис. 4, 14). Схема амплитуд (см. рис. 4) содержит много деталей, которые при таком подходе пока не могут быть использованы.

Скоростные аномалии в мантии не изучены. Единственное исключение — Бельцкая зона активизации на южном продолжении ВПП. Здесь обнаружена интенсивная аномалия в несколько десятых долей км/с. Скоростные аномалии в коре известны (часто с небольшой точностью) только в районах профилей ГСЗ, распространение их вне профилей неясно (см. рис. 14). Считалось, что отмеченная на одном из профилей (см. рис. 1) аномалия распространена на половине расстояния до профиля с отсутствием такого возмущения. Намечены два аномальных района в центре и на юге плиты (см. рис. 14). Примерно так же неточно установлены границы области пониженной мощности коры, расположенной в южной части плиты.

Тепловой поток на территории ВПП изучен по сравнительно плотной сети. Имевшиеся ранее данные дополнены новыми определениями в районе Локачинского месторождения, что позволило достоверно диагностировать здесь небольшое по площади повышение ТП. Были проведены расчеты фонового ТП из коры и нормальной мантии вдоль профилей ГСЗ. Распространение этого параметра на всю площадь плиты представляется более надежным, чем скоростных аномалий, так как фоновый

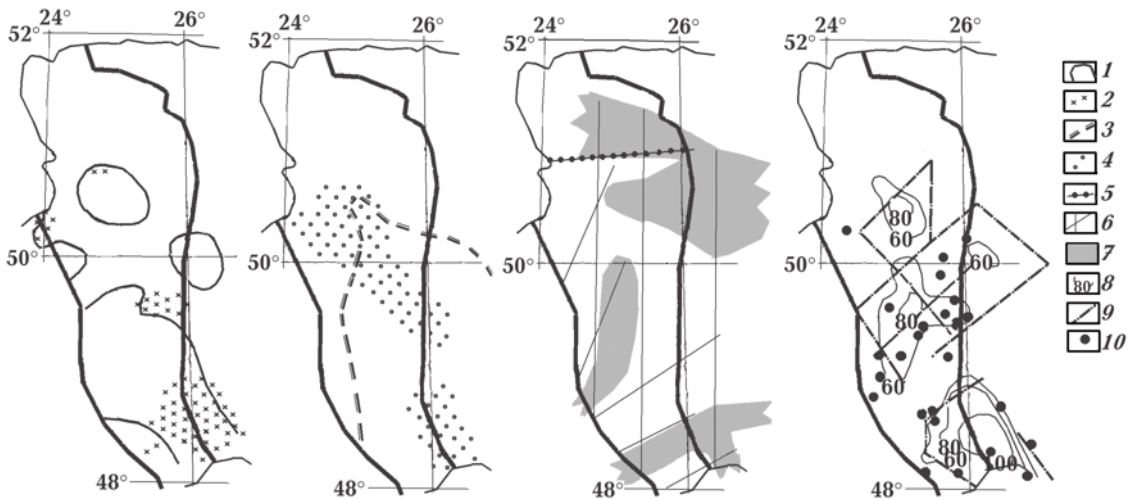


Рис. 14. Выделение зон современной активизации ВПП: 1 — контуры мантийной гравитационной аномалии интенсивностью более 20 мГл, 2 — аномалии ТП интенсивностью более 10 мВт/м², 3 — северная и западная границы области с тонкой корой, 4 — районы с пониженными скоростями распространения продольных сейсмических волн в коре, 5 — северная граница области поднятий за последние 3 млн лет, 6 — профили, вдоль которых построены двумерные геоэлектрические модели коры и верхних горизонтов мантии, 7 — контуры зон повышенной электропроводности в нижней коре и верхней мантии, 8 — изолинии вероятности (в %) наличия в районе современной активизации, 9 — разломные ограничения зон современной активизации, 10 — эпицентры землетрясений [Атлас... 2002].

ТП незначительно изменяется в ее пределах за исключением северо-восточного фрагмента. Разница экспериментального и расчетного фонового ТП считалась аномалией, которая могла быть связана с процессом современной активизации. Достоверная величина аномалии оценена в 10 мВт/м^2 , выделенные зоны повышенного ТП показаны на рис. 14. Они располагаются в центральной и южной частях ВПП.

Основания для выделения гравитационных мантийных аномалий имеются только на профилях ГСЗ, но и здесь они не всегда достаточны для количественной оценки возмущения. Дополнительным осложнением была большая распространенность на плите интенсивных региональных магнитных аномалий. Как установлено на УЩ [Гордиенко и др., 2005], заметное содержание рудных (в том числе — магнитоактивных) минералов в породах коры ведет к необходимости введения поправок в плотности, рассчитанные по скоростному разрезу. Вычисленный гравитационный эффект земной коры и нормальной верхней мантии сопоставляется с наблюдаемым полем. Разница считается мантийной аномалией. Оценки погрешности ее расчета позволяют считать достоверным возмущение интенсивностью 20 мГл и более. Такие возмущения установлены в центральной и южной частях плиты (см. рис. 14).

Геоэлектрические модели коры и верхних горизонтов мантии построены (в значительной мере с использованием новых, ранее не публиковавшихся экспериментальных результатов авторов) на ВПП по системе пересекающихся профилей (см. рис. 14). Были изучены проводники в осадочном слое и верхней части консолидированной коры примерно до глубины 4 км . Здесь намечены контуры незначительных по величине S (в среднем около $150 \pm 50 \text{ См}$) объектов в гранитном (глубже 4 км) и переходном слоях коры. Исключением является самая южная часть плиты, где по этим данным S может достигать нескольких сотен См. По результатам квазитрехмерного моделирования S на глубине $8\text{—}16 \text{ км}$ может составлять здесь тысячи См. На последнем этапе анализа рассмотрены аномалии электропроводности в нижней части коры и верхних горизонтах мантии. В основном они локализируются в интервале глубин от $30\text{—}40$ до 50 км , значения S составляют от примерно 400 до нескольких тысяч См. В центре плиты (см. рис. 14) коровый проводник отсутствует, в мантии он располагается значительно глубже, чем на севере и юге региона.

При совпадении всех шести признаков зон

современной активизации вероятность их выделения считалась максимальной (100% , что, естественно, означает не полную гарантию существования зоны в рассматриваемом районе, а соответствие выделенной территории всем известным критериям). Такой район удалось обнаружить в пределах южной (Черновицкой) зоны. Выделяется такая же территория и в районе Яворовской зоны, но западнее ВПП. В районе северной (Локачинской) и центральной (Тернопольской) зон вероятность диагностирования активизации достигает 80% .

На УЩ показано [Гордиенко и др., 2005], что зоны современной активизации имеют, как правило, разломные ограничения. На ВПП дело обстоит примерно так же (см. рис. 14). На краях зон отмечены как древние глубинные разломы, так и известные по активности в последние миллионы лет. Черновицкая зона северо-восточной частью располагается за пределами плиты, по Коржеускому разлому она контактирует здесь с Бельской зоной активизации, т. е. практически — это единый объект, недра которого более детально, чем на ВПП, изучены на территории Молдавской плиты [Гордиенко и др., 2005 и др.].

К ограничениям зон приурочены практически все эпицентры местных землетрясений плиты (см. рис. 14). Реже эпицентры располагаются внутри зон, но и в этих местах они находятся недалеко от разломов, разделяющих зоны на части.

Размеры зон (Локачинской — $60 \times 60 \text{ км}$, Тернопольской — $90\text{—}100 \times 180 \text{ км}$, Черновицкой, южное ограничение которой не изучено, — 70 км) близки к прогнозируемым в соответствии с представлениями АПГ — $60 \pm 10 \text{ км}$ или кратны размерам единичного КТД.

Закключение. Проведенный анализ глубинных процессов в тектоносфере ВПП показал, что все известные геологические события региона согласуются с представлениями АПГ. Моделирование тепломассопереноса проведено по единой методике для всех этапов истории плиты, начиная с позднего докембрия. Для фанерозойских активизаций использовалась ранее не опробованная схема двухэтажной адвекции в мантии региона, что не помешало согласовать последствия моделирования с геологическими фактами. Обосновано заметное различие в фанерозойских глубинных процессах в тектоносферах северной части ВПП и остальной плиты. Особенное внимание уделено современной активизации, представленной процессами в трех зонах южной части ВПП.

Удалось согласовать с принятой процедурой тепломассопереноса весь комплекс известных геолого-геофизических данных. С последней активизацией может быть связана нефтегазоносность. По комплексу признаков наиболее перспективной в этом отношении представля-

ется территория южной (Черновицкой) зоны современной активизации ВПП. Для более определенного заключения необходимо проведение более детальных геоэлектрических исследований района Локачинского газового месторождения.

Список литературы

- Атлас родовищ нафти і газу України. Т. IV. Західний нафтогазоносний район.* — Львів: Центр Європи, 1998. — 328 с.
- Атлас. Глибинна будова літосфери та екогеологія України /* Ред. М. М. Байсарович, О. Ю. Митропольський, І. С. Чуприна. — Київ: ІГН НАНУ, 2002. — 55 с.
- Бродская С. Ю., Ножаров П. Б.* Глубина источника магмы по данным терромагнитных исследований плиоценовых базальтов Болгарии // *Физика Земли.* — 1972. — № 2. — С. 87—91.
- Верховцев В.* Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх взаємовідношення з лінійними та кільцевими структурами // *Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання.* — Київ: КНУ, 2006. — С. 129—137.
- Геология и нефтегазоносность Вольно-Подольской плиты /* Ред. Г. Н. Доленко. — Киев: Наук. думка, 1980. — 108 с.
- Геотектоника Вольно-Подоліи /* Ред. И. И. Чебаенко. — Киев: Наук. думка, 1990. — 244 с.
- Глевасская А. М.* Магнитные минералы и магнетизм вулканитов. — Киев: Наук. думка, 1983. — 208 с.
- Гордиенко В. В.* Адвекционно-полиморфная гипотеза процессов в тектоносфере. — Киев: Корвін пресс, 2007. — 172 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В.* Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). — Киев: Корвін пресс, 2005. — 210 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Пек Й., Тарасов В. Н., Усенко О. В.* Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). — Киев: Корвін пресс, 2006. — 142 с.
- Гордиенко В. В., Усенко О. В.* Глубинные процессы в тектоносфере Украины. — Киев: ИГФ НАНУ, 2003. — 147 с.
- Добрецов Н. Д.* Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): Сибирские и Эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // *Геология и геофизика.* — 2005. — № 9. — С. 870—890.
- Заяц Х. Б.* Основные поверхности земной коры Карпатского региона и прилегающего склона Украинского щита // *Геофиз. журн.* — 1980. — 2, № 3. — С. 29—34.
- Кадик А. А., Луканин О. А., Портнягин А. Л.* Магмообразование при восходящем движении мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образующихся при адиабатической декомпрессии ультрабазитов мантии // *Геохимия.* — 1990. — № 9. — С. 1263—1276.
- Короновский Н. В.* Краткий курс региональной геологии СССР. — Москва: Изд. Моск. ун-та, 1984. — 334 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Гео-траверсы IV, VI, VIII.* — Киев: Наук. думка, 1988. — 172 с.
- Лукин А. Е.* Глубинная гидрогеологическая инверсия как глобальное синергетическое явление: теоретические и прикладные аспекты. Статья 3. Глубинная гидрогеологическая инверсия и нефтегазоносность // *Геол. журн.* — 2006. — № 4. — С. 44—61.
- Лукин А. Е.* Литолого-динамические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах. — Киев: Наук. думка, 1997. — 224 с.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. — Москва: Недра, 1973. — 278 с.
- Назарович Л. Є.* Характеристики сейсмічності і сейсмотектонічного процесу в зонах Карпатського регіону: Дис. ... канд. геол. наук. — Київ: ІГФ НАН України, 2005. — 270 с.
- Носова А. А., Кузьменкова О. Ф., Веретенников Н. В., Петрова Л. Г.* Основные типы пород неопротерозойской Вольинско-Брестской магматической провинции, их пространственно-временное распределение и генезис // *Мідь Волині.* — Киев: Логос, 2006. — С. 29—39.
- Палиенко В. П.* Отражение динамики блоков фундамента в новейшей тектонике и современном ре-

- льфе // Геотектоника Вольно-Подольи. — Киев: Наук. думка, 1990. — С. 203—209.
- Покатилов В. П., Бакатчук П. Д. О природе левосторонней асимметрии долин рек Молдавского Припутья // Тектоника и стратиграфия. — 1976. — № 11. — С. 41—44.
- Полкунов В. Ф. Минеральные концентрации самородной серы // Геотектоника Вольно-Подольи. — Киев: Наук. думка, 1990. — С. 229—232.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. — Москва: Наука, 1980. — 184 с.
- Сологуб В. Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 184 с.
- Стратиграфічний кодекс України. — Київ: Нафтогазпрогноз, 1997. — 40 с.
- Цымбал С. Н., Вуйко В. И., Иванив И. Н., Металиги С. В. Гранаты глубинных минеральных ассоциаций центральной части Припятского вала // Минерал. журн. — 1983. — № 2. — С. 67—78.
- Шарапов В. Н., Перепечко Ю. В., Перепечко Л. Н., Рахменкулов И. Ф. Природа мантийных источников пермотриасовых траппов Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Геология и геофизика. — 2008. — № 7. — С. 652—665.
- Шумлянський В. А. Тектонические условия киммерийской эпохи рудообразования на Восточно-Европейской платформе // Наук. пр. Ін-ту фундаментальних досліджень. — Київ: Логос, 2007. — С. 50—68.
- Шумлянський В. А., Анисимов В. А., Уралов В. А., Муравейник Ю. А. Киммерийское оруденение Вольно-Подольской плиты // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1980. — № 12. — С. 110—123.
- Шумлянський В. А., Квасниця В. П. Платформенный магматизм и алмазонасность юго-запада Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1992. — № 2. — С. 17—26
- Шумлянський Л. В., Носова А. А. Возраст литосферного источника вендских траппов Волыни // Докл. НАНУ. — 2008. — № 1. — С. 115—118.
- Шумлянський В. О., Деревська К. І., Дугар Т. В., Іванишина О. М., Суботін А. Г., Безугла М. В., Александров О. Л. Літогенез і гіпогенне рудоутворення в осадових товщах України. — Київ: Знання України, 2003. — 272 с.
- Шумлянський Л. В., Ангреассон П., Мельничук В. Г., Деревська К. І. Вік формування базальтів Волинської трапової формації за попередніми результатами дослідження цирконів іон-іонним мікронзондовим методом // Мідь Волині. — Київ: Логос, 2006. — С. 105—115.
- Kreminska E. The late neoproterozoic flood basalt of eastern Poland // Мідь Волині. — Київ: Логос, 2006. — С. 159—170.
- Walter M. J. Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere // J. Petrol. — 1998. — 39, № 1. — P. 29—60.