

Эволюция тектоносферы Украинских Карпат

© *В. В. Гордиенко, И. В. Гордиенко, О. В. Завгородняя,
И. М. Логвинов, В. Н. Тарасов, 2012*

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 13 мая 2011 г.

*Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко**

Проведено дослідження еволюції тектоносфери Українських Карпат для всієї геологічної історії регіону. За допомогою адвекційно-поліморфної гіпотези продемонстровано можливість вирішення завдань, які неможливо ставити для інших гіпотез. Результати дії запропонованого механізму кількісно узгоджуються з усіма геологічними подіями і фізичними полями.

A study of the evolution of the Ukrainian Carpathians tectonosphere for all known geological history of the region is carried out. It demonstrates the possibility of the solution by means of an advection-polymorphic hypothesis of tasks which can't be put for other hypotheses. The effects of the offered mechanism are quantitatively consistent with all the geological events and physical fields.

Введение. Схема глубинных процессов (тепломассопереноса в тектоносфере) построена для Карпатского региона Украины в соответствии с представлениями адвекционно-поліморфної гіпотези (АПГ), неоднократно использовавшейся для этой цели для фрагментов континентов и океанов с разными эндогенными режимами [Гордиенко, 2007 и др.]. Она подразумевает саморазвитие тектоносферы под влиянием выделяющейся в ней радиогенной энергии, однако при достижении ее запаса, необходимого для активизации, время ее начала может быть уточнено по имеющимся сведениям о геологической истории. Промежутки между активизациями определяются временем, необходимым для накопления энергии, требующейся для образования 1—3 квантов тектонического действия — КТД [Гордиенко, 2007 и др.].

Считалось, что примерно до 1,2 млрд лет назад глубинные процессы в регионе заметно не отличались (возможно, за исключением несколько повышенной частоты активизаций) от происходивших в тектоносфере Украинского щита и Вольно-Подольской плиты (ВПП). Затем последовал длительный перерыв в активности вплоть до 900 млн лет назад, до событий в Галицийской геосинклинали. После их за-

вершения вновь наступил длительный «тектонический покой» до 600 млн лет назад, когда большая часть региона оказалась в пределах зоны рифтогенеза Вольно-Полесского прогиба. Возраст последующей активизации можно оценить очень условно: примерно 400 млн лет назад начинаются активные процессы в герцинской геосинклинали, дополненные после их завершения пермской активизацией. Геосинклинальный режим возобновляется в разных зонах Украинских Карпат 190 и 150 млн лет назад, завершающий этап дополняется современной активизацией.

Принятое тектоническое районирование региона и описание его геологической истории основаны преимущественно на работах [Аронский и др., 1995; Бояджиев, 1984; Буров, Глушко, 1976; Геологическая ..., 1976; Глушко, 1994; Гордиенко, Усенко, 2003; Дослідження ..., 2005; Короновский, 1976; Круглов и др., 1985; Круглов, 1999; 2001; Литосфера ..., 1994; Ляшкевич, Яцожинский, 2004; 2005; Магматизм ..., 1983; Милановский, Короновский, 1973; Науменко и др., 1984; Тектоническая ..., 1986; Geodynamics ..., 1998; Pozaryski et al., 1992 и др.]. Считалось, что складчатые зоны на территории Украины и сопредельных территориях соответствуют прогибам, возникшим на фундаменте

* Несмотря на отрицательный отзыв О. Б. Гинтова, редакционная коллегия считает целесообразным опубликовать данный материал и надеется, что спор ученых для многих специалистов представляет интерес и положит начало более широкой дискуссии о механизме формирования Карпатской складчатой системы в частности и механизмах тектогенеза вообще.

рифейско-каледонско-герцинского возраста. Они представлены: зоной Складчатых Карпат (СК), Закарпатской зоной (ЗК) и Дебреценской зоной (Д). К ЗК отнесены, кроме фундаментов современных закарпатских прогибов — Восточно-Словацкого и Чоп-Солотвинского, полосы Пьенинских и Мармарошских утесов, Мармарошский массив, покровы Раховский и Чахлэу (рис. 1).

Очевидно, что создаваемые модели глубинных процессов гипотетичны, их соответствие реальным можно обосновать, сравнивая последствия с экспериментально установленными данными. Сопоставление результатов геолого-геофизических исследований с гипотетическими глубинными процессами в тектоносфере Земли выполняется с помощью методик, которые можно разделить на две группы. В рамках первой физические свойства пород коры и мантии в модели первого приближения, построенной по представлениям гипотезы, изменяются таким образом, чтобы достичь согласия расчетных полей (гравитационного, магнитного, теплового) с наблюдаемыми или согласия с моделями (сейсмологическими, геоэлектрическими). При таком соответствии проявлений процесса геологической истории региона можно (если требуемые изменения параметров реальны) доказать, что гипотеза не противоречит геолого-геофизическим данным. Вторая группа подразумевает построение гипотетической модели и ее непосредственное (без подбора параметров) сравнение с количе-

ственно охарактеризованными событиями геологической истории и геофизическими полями и моделями. Различия должны объясняться погрешностями построений. Естественно, вторая группа методик эффективнее контролирует гипотезу. Однако для ее использования последняя должна обеспечивать расчет соответствующих процессу геологических событий и распределений физических свойств с приемлемой точностью. Такой уровень разработки достигнут АПГ гипотезой глубинных процессов.

Следует отметить важный аспект сравнения геофизических данных с моделями глубинных процессов, касающийся возраста источников аномалий полей. Изучаемые физические поля по определению современны. Они могут контролировать процесс, если его следы в распределении физических свойств вещества тектоносферы до сих пор достаточно велики. Когда речь идет об изменении свойств в связи с изменением состава пород в каком-либо интервале глубин (например, изменении мощности коры), можно обоснованно предполагать, что после завершения активного процесса аномалии сохранятся неопределенно долго. Такие следы может стереть только последующая активизация, если ее ход предполагает воздействие на состав. Аномалии свойств, связанные с температурами, исчезают геологически довольно быстро. Ниже приведены тепловые модели тектоносферы Карпат, включая современную. Ее аномальность обусловлена только процессами в альпийской геосинклинали и

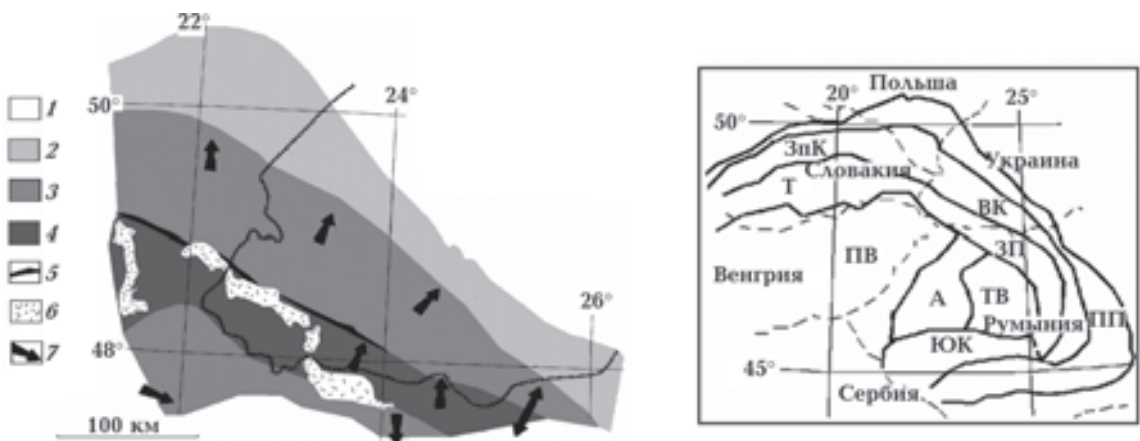


Рис. 1. Размещение геосинклиналичных зон Восточных Карпат на территории Украины и в ближайших окрестностях: 1 — северо-восточный платформенный форланд Карпатской геосинклинали, 2 — Предкарпатский прогиб, 3 — зоны Складчатых Карпат и Дебреценская, 4 — зона Закарпатских прогибов, 5 — зона Пьенинских утесов, 6 — молодые вулканиты, 7 — направление надвигов. На врезке — тектонические единицы Карпат и границы государств: ПП — Предкарпатский прогиб, ЗпК — Западные Карпаты, ВК — Восточные Карпаты, ЮК — Южные Карпаты, Т — Татры, ЗП — Закарпатские прогибы, ТВ — Трансильванская впадина, А — Апусени, ПВ — Паннонская впадина.

Таблица 1. Глубины альпийских магматических очагов Карпат

Зона ЗК		Зона СК	
Возраст, млн лет	Глубина очага, км	Возраст, млн лет	Глубина очага, км
190	200	130	100—150
140—150	100—150	90	100
90—110	200—210→50—60→30→5	50	Кора
12	50—100→20→10	—	—
2—5	50—80→20—27→7	2—5	Кора

зонах современной активизации, т.е. только их последствия могут проявиться в возмущениях физических полей. Предшествующие не оставили заметных следов в тепловом поле коры и верхней мантии региона. Соответственно отсутствуют связанные с ними им аномалии скорости распространения сейсмических волн, плотности, электропроводности пород.

Эти обстоятельства существенно повышают роль геологической информации в анализе глубинных процессов, в частности определений возраста магматических процессов (табл. 1).

Порядок такого анализа довольно детально разработан. В соответствии с общими положениями гипотезы и с использованием данных по региону, конкретизирующих параметры глубинного теплопереноса, строится тепловая модель тектоносферы для всей известной истории развития региона. По этой модели рассчитываются тектономагматические проявления, контроль которых возможен на количественном уровне. Они сравниваются с фактами геологической истории. Затем следует сопоставление моделей с данными глубинной геофизики [Гордиенко, 2007 и др.].

В работе использовалась только одна гипотеза глубинных процессов. Другие, с точки зрения авторов, не имеют такой степени проработки, которая позволяла бы достичь степени доказательности, характерной для АПГ. Многократное применение представле-

ний гипотезы тектоники плит к материалам Карпато-Динаридского региона, в сущности, только дискредитирует эту концепцию: разными авторами построены взаимоисключающие модели процесса [Круглов, 2001; Литосфера ..., 1993; Структура ..., 1980; Чекунов, 1972 и др.].

Глубинные процессы в тектоносфере. Радиогенная теплогенерация (ТГ) в породах верхней мантии может заметно варьировать, предварительные оценки указывают на возможность отклонений от средней величины около 20 % (речь идет о среднем значении в интервале глубин 42—450 км). По пока неполным данным по Приднепровскому блоку и прилегающей к нему части Днепровско-Донецкой впадины можно предположить, что здесь ТГ несколько понижена по сравнению с характерной в среднем для щита, в Приазовском массиве и Донбассе — несколько повышена. Сокращена она на северо-западе щита и на Припятском валу, в северо-восточной части ВПП. По приведенным данным можно предположить, что в разрезе верхней мантии Карпат метасоматически измененные зоны (обогащенные радиогенными источниками [Гордиенко, 2007 и др.]) играют несколько большую роль, чем в других регионах Украины. И здесь можно допустить некоторый рост ТГ по сравнению с типичной для верхней мантии континентов.

В целом смещение энергоемких геосинклинальных процессов за пределы древних платформ, начиная с гренвильской эпохи, скорее всего, указывает на приуроченность этого режима к районам с несколько повышенной ТГ в породах верхней мантии. Возникающее различие не очень значительно, но на платформах для геосинклинального процесса энергии уже не хватает, а вот рифтогенез периодически происходит в их пределах вплоть до фанерозоя.

Проведенные расчеты показали, что в случае указанного повышения ТГ к концу докембрия вне периодов активизаций в верхней мантии устанавливаются температуры (T_{ϕ}), несколько превышающие обычные фоновые (T_0).

Таблица 2. Фоновые температуры и температуры солидуса пород мантии в Карпатском регионе

H , км	T_0 , °C	T_{ϕ} , °C	Sol, °C	H , км	T_0 , °C	T_{ϕ} , °C	Sol, °C
50	590	640	1200	300	1820	1990	1850
100	1000	1100	1370	350	1890	2070	1930
150	1300	1390	1520	400	1960	2140	1980
200	1500	1640	1650	450	2100	2220	2020
250	1670	1850	1760	500	2160	2300	2050

Различия в большей части рассматриваемого интервала глубин составляют около $150\text{ }^{\circ}\text{C}$, т. е. речь идет о величинах, превышающих предполагаемую погрешность расчета, но сопоставимых с ней (табл. 2).

Используя такое представление о фоне (он незначительно изменяется и в последние 900 млн лет, в табл. 2 приведены средние величины T_{ϕ}), рассмотрим модели теплопереноса в тектоносфере, начиная с момента формирования Галицийской геосинклинали, для которой есть хотя бы приблизительные сведения о датировке процесса.

Начальное распределение температуры в мантии под будущей Галицийской геосинклиной отличалось от фонового, так как представляло собой результат релаксации температурных аномалий, возникших в процессе геосинклинальной активизации 1,2 млрд лет назад (рис. 2). В нижней части верхней мантии располагается довольно мощная зона частичного плавления в интервале глубин 330—480 км.

Расчет для Галицийской геосинклинали проведен для края ее источников тепла примерно по центру Предкарпатского прогиба. Линия расчетных температур, параллельная этой границе, находилась на расстоянии около 60 км от нее на юго-запад. В позднем докембрии геосинклинальный процесс происходит уже с латеральным теплопереносом на первом этапе [Гордиенко, 2007 и др.]. Соответственно перегретое вещество 900 млн лет назад из интервала глубин 220—480 км поступает на 150—200 км (аномалия $T=+350\text{ }^{\circ}\text{C}$), на место нижней порции латерально переносится вещество из окрестностей геосинклинали, заменяемое опустившимся (аномалия $T=-65\text{ }^{\circ}\text{C}$) по вертикали веществом из интервала глубин 150—200 км. Мощность астеносферы под

геосинклиной увеличивается (см. рис. 2). На втором этапе (870 млн лет назад) нагретое и частично расплавленное вещество из интервала 170—480 км (аномалия $T=-85\text{ }^{\circ}\text{C}$) поступает в интервал 100—150 км (аномалия $T=+530\text{ }^{\circ}\text{C}$). На третьем этапе (830 млн лет назад) породы из интервала 110—480 км (аномалия $T=-100\text{ }^{\circ}\text{C}$) поднимаются в интервал 50—100 км (аномалия $T=+730\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Цель построения модели — анализ возможности прохождения всех известных в регионе активных процессов и их тепловых последствий, влияющих в конечном счете на условия формирования альпийской геосинклинали Карпат. Поэтому в древних активизациях расчет ограничивался основными событиями, коровые вторжения не моделировались. Представленные на рис. 2 тепловые модели характеризуют ситуации перед подъемом трех КТД и через 30 млн лет после завершающего теплопереноса.

Затем последовал длительный перерыв в активности, накопление энергии в нижней половине верхней мантии, приведшее около 600 млн лет назад к возникновению здесь резервуара частично расплавленных пород, пригодного для начала следующего теплопереноса.

Расположение границ Вольно-Полесского рифта в регионе неизвестно. Предположительно он может занимать большую его часть, но из-за резкого отличия его простирания от простирания геосинклиналей всех рассматриваемых возрастов тепловые эффекты могут соответствовать центру зоны активизации только на северо-западе, а на юго-востоке вообще отсутствовать. Рассчитанная для таких условий средняя температура под Карпатским регионом в какой-то мере отражает воздействие рифта на тепловое поле мантии и, возможно, не вносит серьезных ошибок в результаты расчета, используемые для дальнейшего анализа (до ближайшего к рифту активного процесса остается еще 150—200 млн лет). Не исключено, что в это время закладывается заметная разница между северной и южной частями региона, отмеченная и на ВПП.

Развитие рифта более основательно изучено восточнее Карпат, поэтому в модели использовано деление активного процесса на этапы, установленные для ВПП (рис. 3). На первом этапе (600 млн лет назад) перегретое вещество поступает из интервала 220—340 км (аномальная температура $T_a=-320\text{ }^{\circ}\text{C}$) в интервал 50—100 км ($T_a=+780\text{ }^{\circ}\text{C}$). Формируется

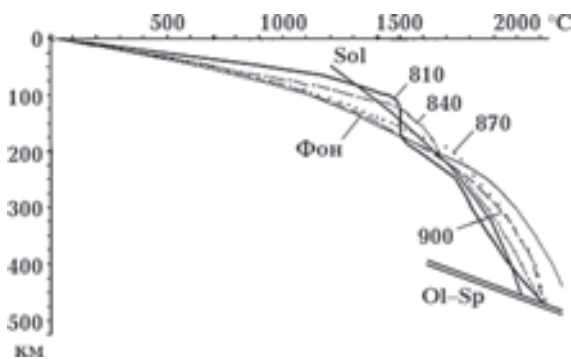


Рис. 2. Расчетная тепловая модель Галицийской геосинклинали. Цифры около кривых — возраст в млн лет. Sol — солидус пород мантии, Ol-Sp — PT -условия преобразования оливина в минерал со структурой шпинели.

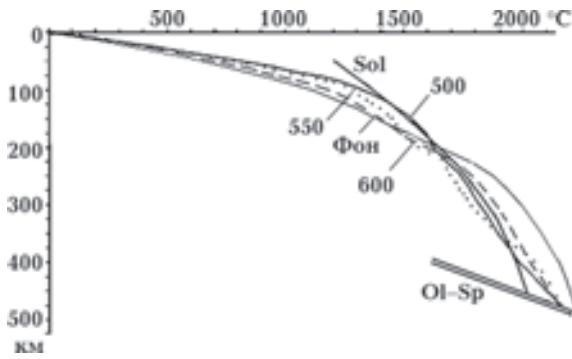


Рис. 3. Расчетная тепловая модель Воыно-Полесского рифта. Условные обозначения см. на рис. 2.

коровый этаж частичного плавления, условия в котором по указанным выше причинам детально не рассматриваются. На втором этапе (550 млн лет назад) вынос происходит из интервала 350—480 км ($T_a = -210^\circ\text{C}$) в интервал 100—150 км ($T_a = +560^\circ\text{C}$).

Небольшая интенсивность температурных аномалий на рис. 3 связана с периферийным воздействием источников тепла рифта на тектоносферу региона в целом. Этим же объясняется и сохранение заметного слоя частичного плавления в нижних горизонтах верхней мантии. В центральной части рифта он почти полностью отсутствует, продолжение теплопереноса невозможно. И в этом случае коровая часть модели не рассматривалась. Она подробно представлена в работах авторов по ВПП [Гордиенко и др., 2012 и др.], где сопоставлена с данными о магматизме соответствующего возраста.

Через 100 млн лет после последнего акта теплопереноса в тектоносфере рифта вновь формируется слой частичного плавления в низах верхней мантии, пригодный для продуцирования новых КТД (рис. 4).

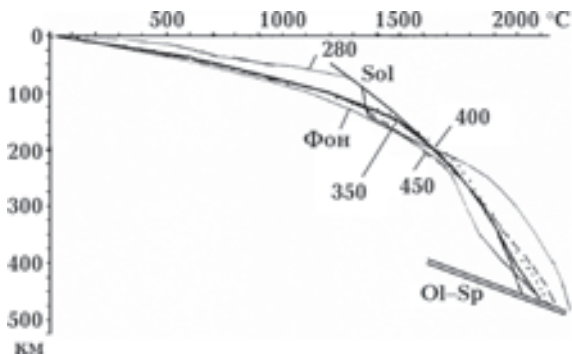


Рис. 4. Расчетная тепловая модель палеозойской геосинклинали Карпат. Условные обозначения см. на рис. 2.

Считалось, что процесс в палеозойской геосинклинали начинается 450 млн лет назад подъемом вещества из интервала глубин 240—480 км (на периферии $T_a = 70^\circ\text{C}$) в интервал 150—200 км ($T_a = +340^\circ\text{C}$). К моменту старта процесса в тектоносфере возникла значительная по мощности зона частичного плавления, вполне пригодная для обеспечения энергией геосинклинали.

Второй этап (400 млн лет назад) представлял собой вынос вещества из интервала глубин 170—480 км ($T_a = -65^\circ\text{C}$) в интервал 100—150 км ($T_a = +410^\circ\text{C}$), т. е. после первого этапа астеносфера значительно расширилась. На третьем этапе (350 млн лет назад) вещество из интервала 170—480 км ($T_a = -120^\circ\text{C}$) поступило на глубину 50—100 км ($T_a = +770^\circ\text{C}$), последовали коровые вторжения, результаты которых в модели не рассматривались.

Геосинклиальный цикл палеозоя был дополнен активизацией, предположительно имевшей такие параметры. Около 300 млн лет назад из неглубокой астеносферы (80—160 км, $T_a = -190^\circ\text{C}$) происходит вынос вещества под кору на 40—80 км ($T_a = +390^\circ\text{C}$). Далее следуют вторжения в кору, они растягиваются до 280—270 млн лет назад, последние события охватывают только центральную часть геосинклинали, спорадическая гранитизация приводит к неравномерному метаморфизму коровых пород. Соответствующее распределение температур рассчитано и показано на рис. 4, так как оно может быть сопоставлено с экспериментальными данными геотермометров (см. ниже).

Альпийский процесс начинается в зоне ЗК 190 млн лет назад поднятием пород из интервала 230—480 км в интервал 180—230 км ($T_a = +200^\circ\text{C}$). За пределами геосинклинали опускание пород из верхнего интервала приводит к охлаждению нижнего на 40°C . На второй стадии (150 млн лет назад) из интервала 180—490 км ($T_a = 60^\circ\text{C}$) породы поднимаются в интервал 120—170 км ($T_a = +360^\circ\text{C}$). На третьей стадии (100 млн лет назад) — с глубины 180—480 км ($T_a = -140^\circ\text{C}$) на 40—90 км ($T_a = +870^\circ\text{C}$).

В зоне СК (и одновременно в зоне Д) процесс начинается 150 млн лет назад подъемом вещества из интервала глубин 220—480 км в интервал 170—220 км ($T_a = +200^\circ\text{C}$). Охлаждение периферии (в данном случае только со стороны ВПП) на 40°C . Второй этап (100 млн лет назад) с глубины 180—480 км ($T_a = -65^\circ\text{C}$) вещество выносится на глубину 120—170 км ($T_a = +400^\circ\text{C}$). На последней стадии (50 млн лет

назад) из интервала 140—260 км ($T_a = -240$ °С) в интервал 40—90 км ($T_a = +580$ °С).

На рис. 5, а представлены тепловые модели для периодов перед подъемами КТД, рис. 5, б — результаты расчета температур вскоре после остановки КТД, в это время аномалии обоих знаков близки к максимальным. На рис. 5, в приведены тепловые модели для периода современной активизации геосинклинали. Здесь представлен вариант теплопереноса, ранее не рассматривавшийся. Дело в том, что активизацию в узкой зоне ЗК (а также в СК, хотя ее это касается в меньшей мере) отделяет от времени подъема последнего КТД довольно значительный период релаксации аномалий. Для 15 млн лет назад сохраняются только следы подкоревой астеносферы. Однако у подошвы

верхней мантии еще существует заметный резервуар частично расплавленных пород. Логично считать, что именно его вещество будет в сложившейся ситуации, скорее всего, вынесено в промежуточный очаг, а из него — под кору с последующими коровыми вторжениями.

В период 10—15 млн лет назад температуры в низах коры зоны ЗК (примерно на глубине 30—45 км) превысили солидус основных гранулитов (950—1150 °С). Вещество включилось в адвективный теплоперенос вместе с мантийным. Образовалась коромантийная смесь, передвинувшаяся под зону СК, где таких высоких температур в низах коры не было. По расположению этих «корней» (они должны быть значительно меньше, чем показанные на скоростных разрезах в работах [Соллогуб, 1986; Литосфера ..., 1993 и др.] — около 5 км, т. е. суммарная мощность коры несколько меньше 50 км, если корни распространены во всей зоне СК, и 50 км, если в ее восточной части) можно предположить, что погружающаяся ветвь течения должна располагаться в это время восточнее зоны СК — на месте Предкарпатского прогиба. Приведенные соображения указывают на возможность латерального перемещения вещества подкоревой мантии на расстояние порядка 100 км.

Альпийская эволюция тепловой модели тектоносферы зоны СК представлена на рис. 6.

При построении моделей обоих регионов считалось, что перенос вещества в промежуточный очаг и под кору произошел синхронно (15 млн лет назад). Очевидно, что это упрощение реального хода событий, но сведения, позволяющие обоснованно усложнить модель, отсутствуют. Было принято также, что из подкорového источника основные выплавки поступили в нижнюю и среднюю части коры около 2 млн лет назад. Причем в зоне ЗК процесс был дополнен внутрикоровой адвекцией (переносом частично расплавленных пород амфиболитовой фации из интервала глубин 20—30 км в интервал 10—20 км, откуда произошли отдельные вторжения выше, вплоть до глубин около 5 км). В зоне СК такие события отсутствовали. Очевидно, что коровые вторжения могли возникнуть и несколько раньше. Расчет, проведенный для их возраста — 5 млн лет назад, показал, что для большей части модели изменения температур незначительны, но для коровых и подкорových глубин они заметны, во всяком случае, могут привести к существенному перераспределению границ современных областей частичного плавления

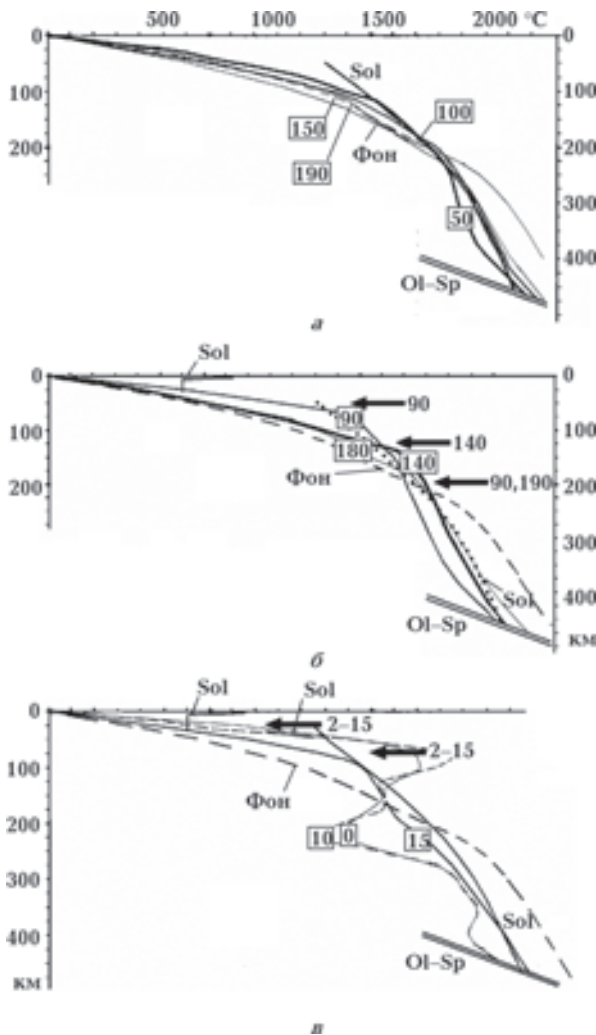


Рис. 5. Расчетная тепловая модель альпийской геосинклинали зоны ЗК. Условные обозначения см. на рис. 2. Стрелки — глубины магматических очагов соответствующего возраста по экспериментальным данным.

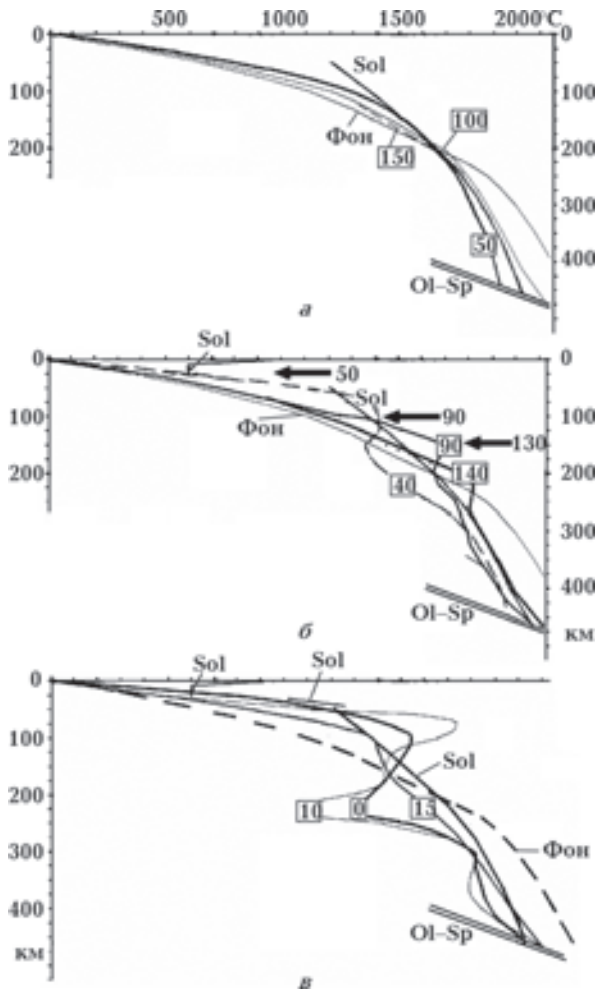


Рис. 6. Расчетная тепловая модель альпийской геосинклинали зоны СК. Условные обозначения см. на рис. 2 и 5.

в коре. Естественно, это скажется и на величине расчетного аномального теплового потока через поверхность регионов.

В целом современные тепловые модели указывают на расположение кровли мантийной

астеносферы на глубине 50 ± 5 км, в коре зоны ЗК слой частичного плавления с кровлей на глубине около 20 км распространен до раздела М, в западной части зоны СК кровля слоя частичного плавления (основных гранулитов) располагается примерно на 35 км, подошва совпадает с разделом М. Выше слоев частичного плавления в коре должны быть представлены области пропитки пород флюидами, поднявшимися из очагов расплава. В ЗК они дополняются локальными магматическими и гидротермальными очагами, возникшими при внутрикоровой адвекции.

В тектоносфере западной части Львовского палеозойского прогиба (Рава-Русская и Сходницкая зоны), находящегося между Карпатской геосинклинали и ВПП, глубинные процессы (за исключением альпийских) происходили по сценарию, близкому к описанному в Карпатах. Впрочем, неясно распространение на эту территорию геосинклинали галицийского времени (при построении модели она не учитывалась). Не вызывает сомнений палеозойский геосинклинальный процесс в недрах довольно узкой (в сохранившейся части) полосы примерно карпатского простираения. Неопределенность этой информации и явное расположение зоны на границе областей с разной радиогенной ТГ в мантийных породах заставляет остановиться на оценочном уровне модели. Результатом стала тепловая модель, показанная на рис. 7. Очевидно, что она содержит указания на готовность региона к современной активизации: значительный слой частичного плавления в низах верхней мантии. Этот элемент включают и расчетные распределения температур в недрах окраины платформы и Предкарпатского прогиба, точнее той его части, глубинная тектоносфера которой значительно не охлаждена при латеральном переносе вещества на периферии альпийской

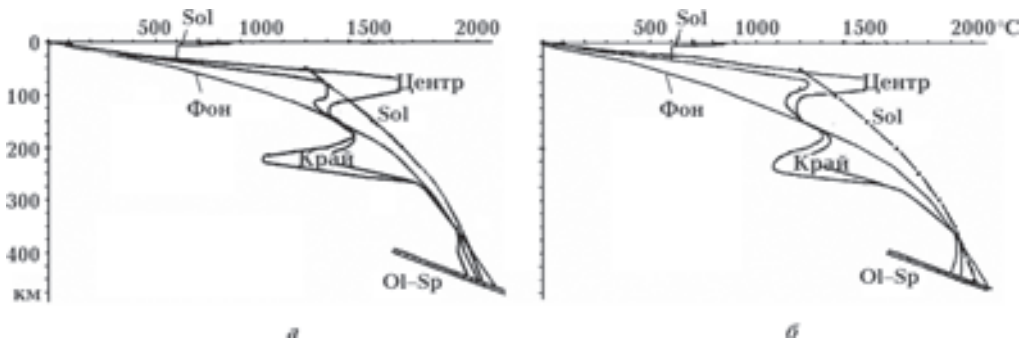


Рис. 7. Тепловые модели зон современной активизации в недрах Львовского прогиба (а) и Предкарпатского прогиба (б). Условные обозначения см. на рис. 2.

геосинклинали. Очаг расплава с глубиной кровли между 300 и 400 км может быть и в западной части Предкарпатского прогиба, если ТГ в породах верхней мантии здесь повышена по сравнению с обычной хотя бы на уровне половины повышения в геосинклинали. Вероятно, в этих ситуациях в качестве глубинного процесса современной активизации следует предпочесть вариант мантийного теплопереноса с образованием промежуточного резервуара частично расплавленных пород на глубинах около 200—250 км. Очевидно, что глубинная астеносфера может быть распространена не повсеместно и активизация не обязательно охватывает прогибы целиком. И в зонах активизации коровые и мантийные слои частичного плавления могут отсутствовать на периферии (см. рис. 7).

Можно предположить, что аномалии теплового потока через поверхность будут сравнимы в Львовском прогибе и в активизированной части Предкарпатского.

Прогнозные геологические события. Имеет смысл рассматривать те прогнозируемые геологические явления в приповерхностной зоне, которые достаточно хорошо изучены и могут быть на количественном уровне сопоставлены с экспериментально установленными. Такого же принципа будем придерживаться и при анализе геофизических последствий процесса. Эти замечания справедливы для всех этапов развития Карпатской геосинклинали, кроме современной активизации. В последнем случае экспериментальные данные будут использованы для изучения глубинного процесса.

Наиболее определенные результаты можно получить при сравнении тепловых моделей с данными геотермометров.

1. Данные работы [Данилович, 1988] характеризуют температуры палеозойского метаморфизма (для последнего этапа развития геосинклинали) пород коры в довольно широком диапазоне глубин. Их можно сравнить с расчетными (см. рис. 4). Результаты сопоставления приведены на рис. 8.

Типичные расхождения составляют менее 40 °С, что вполне можно объяснить погрешностями экспериментальных данных.

2. По данным работы [Ляшкевич, Яцожинский, 2004] среди изверженных пород зоны ЗК возрастом 10—15 млн лет присутствуют породы, образованные в очаге на глубине

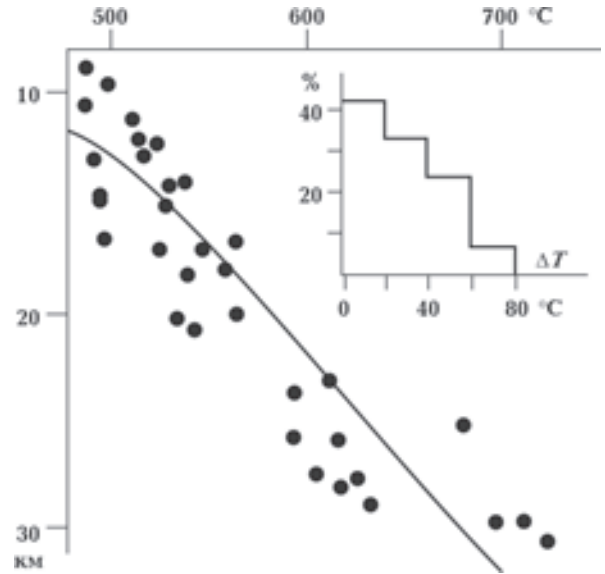


Рис. 8. Сравнение расчетных температур в верхней и средней коре на завершающем этапе развития палеозойской геосинклинали Карпат (линия) с экспериментальными данными (точки).

50—100 км при температуре 1300—1350 °С. Именно на этих глубинах располагается прогнозная кровля астеносферы (см. рис. 5) в рассматриваемый период, температура на этом уровне составляла 1300—1350 °С.

3. Более представительные данные геотермометров, характеризующие последний этап развития Карпатской геосинклинали, отсутствуют. Однако можно предположить, что РТ-условия в зоне современной активизации Богемского массива (срединного массива палеозойской геосинклинали на северном форланде Западных Карпат) [Медарис и др., 2000] близки к имеющимся в зоне активизации Львовского прогиба (Яворовской). Сравнение расчетных и экспериментальных сведений о тепловой модели приведено на рис. 9.

Соответствие можно признать удовлетво-

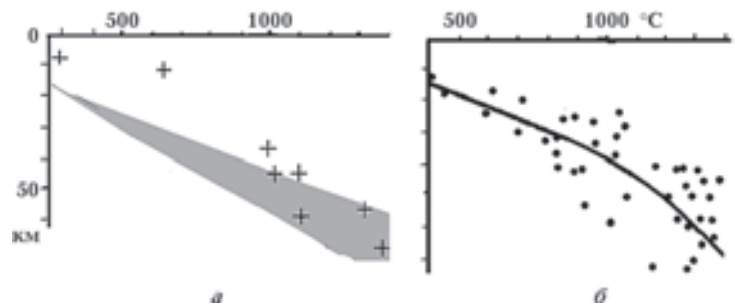


Рис. 9. Сравнение расчетных (линия, серый контур) и экспериментальных (точки, кресты) данных о распределении температуры в верхней тектоносфере Богемского массива и Яворовской зоны (а), складчатых зон Карпат, Курил, Камчатки, Апеннин (б).

рительным (в данной ситуации количественная оценка едва ли имеет смысл), резкое превышение экспериментальных данных над расчетными на небольших глубинах связано с отсутствием в модели эффекта внутрикоровой адвекции, «затягивающей» относительно высокие температуры на глубину 5—10 км (см. выше).

Для сравнения с тепловой моделью складчатой зоны Карпат использованы данные по Курилам, Камчатке, Апеннинам — геосинклиналям с близким возрастом складчатости и явными признаками постгеосинклинальной активизации [Гонтовая, Гордиенко, 2006; Тектоносфера ..., 1992; Фролова и др., 1989; Alps ..., 1978; Bryant et al., 2006; Jones et al., 2000 и др.]. Общий характер распределения температур с глубиной по расчетным и экспериментальным данным совпадает, количественный анализ расхождений не имеет смысла. Ксенолиты обнаружены в разных частях складчатых зон разной ширины, с несколько различающимся возрастом складчатости и молодой активизации.

4. Сделанные разными авторами оценки глубин источников магмы в ЗК и СК на каждом из трех этапов эволюции альпийской геосинклинали Карпат сопоставлены в табл. 3 с полученными по тепловым моделям (рис. 5, 6).

Среднее различие составляет всего около 10 км, что очевидно не больше погрешности определения глубины каждым из методов. Сравнения расчетных и экспериментальных глубин очагов проведены и для коровых объектов этапа активизации, но это менее достоверные результаты: существенные преобразования состава коры зоны ЗК в постгеосинклинальное время могут заметно повлиять на условия частичного плавления в этом интервале глубин.

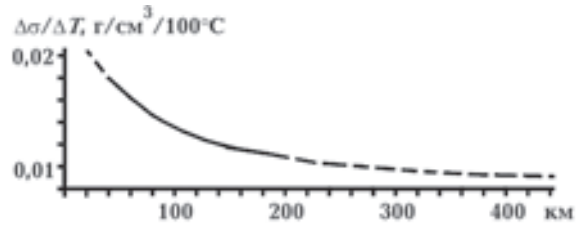


Рис. 10. Зависимость влияния температуры на плотность пород мантии от глубины. Штриховая линия — результат экстраполяции известных данных.

5. Построенные поэтапные тепловые модели тектоносферы позволяют рассмотреть изменение объемов ее пород и соответственно перемещение поверхности регионов. При этом учитывались преимущественно два фактора: температурные аномалии (рис. 10) и полиморфные преобразования пород. В последнем случае изменение объема при эклогитизации считалось достигающим 20 %, переход оливина мантии в минерал со структурой шпинели — 8 %, переход от шпинелевого лерцолита к гранатовому — 2,3 % [Sobolev et al., 1996; Infune, 1987 и др.]. Появление зоны частичного плавления в верхней половине верхней мантии считалось приводящим к разуплотнению в 0,013 г/см³ на каждый процент жидкости. Имеет значение и изменение состава коры — базификация ее частей в ходе активного процесса. Конечно, нельзя утверждать, что она произошла именно на рассматриваемом этапе геологической истории региона. Но такое предположение использовалось. Степень изменений и интервал глубин восстанавливались по скоростному разрезу коры региона. Плавление у подошвы верхней мантии не принималось в расчет: изменение объема в этих условиях практически не изучено.

Влияние различных эффектов на перемещение поверхности Карпат представлено в

Таблица 3. Сравнение расчетных и экспериментально установленных глубин магматических очагов, км

Возраст, млн лет	Зона ЗК		Зона СК	
	Экспериментальная	Расчетная	Экспериментальная	Расчетная
190	200	220	—	—
140	125	130	—	—
90	200	220	150	160
90	50	60	100	110
2—15	75	45—90	20	25
2—15	20—25	20—25	—	—

Таблица 4. Расчетные составляющие поднятий (+) и опусканий (-) поверхности Карпат в различные периоды их альпийской геологической истории

Эффект	Смещения поверхности (км) по этапам (млн лет)							
	Зона ЗК					Зона СК		
	190—140	140—90	90—50	50—15	15—0	150—90	90—15	15—0
T_a	+0,2	+0,5	-0,3	-0,3	+1	+0,3	-0,1	-0,3
Расплав	+0,6	—	—	—	+1,6	+0,9	-0,8	+1,2
Ol-Sp	-0,8	-1,2	+0,4	—	—	-0,8	-1,6	-2
Шпинелевый лерцолит-гранатовый лерцолит	-0,1	+0,4	-0,3	-0,2	+0,4	—	+0,2	+0,2
Базальт—эклогит	—	-1,5	—	—	-1,5	—	-1,5	-1,5
Изменение глубины раздела М	—	—	—	—	3	—	—	+0,5
Базификация коры	—	—	—	—	-0,3	—	-0,7	—
Сумма	-0,1	-1,8	-0,2	-0,5	-1,8	+0,4	-4,5	-1,9

табл. 4.

В зоне ЗК суммарная расчетная мощность осадочного слоя — около 4 км, что довольно близко к экспериментально установленной величине. Однако скорости седиментации на отдельных временных отрезках заметно отличаются от известных по геологическим данным (рис. 11). Это не удивительно, так как многие эффекты рассчитываются на основе неполных сведений, а их величина сопоставима с реальной погрешностью расчета (последнюю практически трудно оценить).

В зоне ЗК начальному небольшому погружению, известному по геологическим данным, в расчетной кривой соответствует поднятие. В принципе, это возможный результат: экспериментальные данные касаются участков, где известны осадки, фрагменты зоны с поднятиями и денудацией не учитываются. Суммарное расчетное погружение поверхности составляет в среднем 6 км. Естественно, оно может быть крайне неравномерным как из-за неполной синхронности поднятия двух КТД, так и из-за перетекания вещества астеносферы от зон наиболее быстрых погружений. Оценки показывают возможность вариаций мощности до двух раз (т. е. возможны значения мощности от 3 до 12 км).

Процесс складкообразования лишь косвенно прогнозируется АПГ. На начальном этапе развития гипотезы предполагалось, что причиной возникновения голоморфной складчатости осадочного слоя и части пород фундамента, сопровождающейся формированием надвигов, могут быть как сползание материала с поднимающихся блоков, так и адвекционные

явления в осадочном слое.

Последняя причина кажется довольно естественным следствием интенсивного прогрева мощной осадочной толщи с пониженной по сравнению с кристаллической корой вязкостью. Действительно, определив число Рэлея ($Ra = g\gamma\beta L^4 / \alpha\nu$, где g — ускорение силы тяжести, γ — геотермический градиент в осадочном слое, β — коэффициент теплового расширения пород, L — толщина слоя, α — температуропроводность, ν — кинематическая вязкость) для осадочного слоя Карпат, получим его величину около 1400, что соответствует возможности начала конвекции. Оценки скорости перемещения вещества в ячейке по методике, предложенной Л. Кноповым [Кнорoff, 1967 и др.], и формулам Г. А. Остроумова [Остроумов, 1952] приводят к близким результатам. Величина смещения составляет около 10 км за 1 млн лет. Такой темп может обеспечить формирование голоморфных складок, надвигов, шарьяжей. Используемые формулы подразумевают отсутствие прочности пород, но это едва ли может служить запретом конвекции. Используя данные о связи прочности кристаллических пород с PT -условиями, можно построить распределения прочности на сдвиг для глубин 5, 10 и 15 км, где располагаются метаморфические или менее прочные катагенетически измененные породы. Величина параметра оказывается стабильной на каждой глубине, несмотря на значительные вариации температуры, основные изменения связаны с увеличением давления. На глубине 5 км прочность составляет 0,21 ГПа, на 10 км — 0,32±0,01 ГПа, на 15 км — 0,43±0,02 ГПа [Гордиенко и др., 2006]. Эти

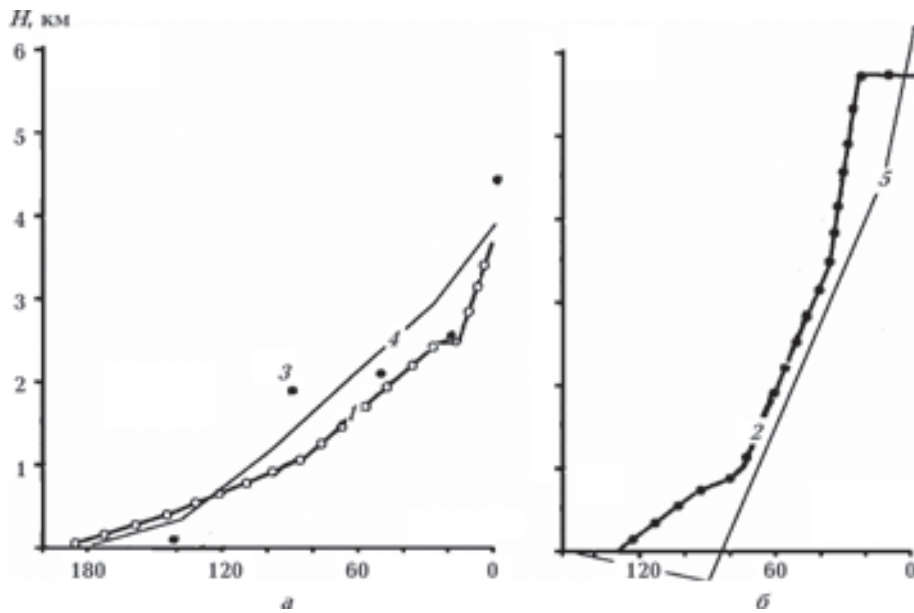


Рис. 11. Экспериментальные (1, 2) и расчетные (3 — значения для отдельных этапов, 4, 5 — сглаживающие кривые) изменения мощности осадочного слоя в Карпатском регионе: а — зона ЗК, б — зона СК.

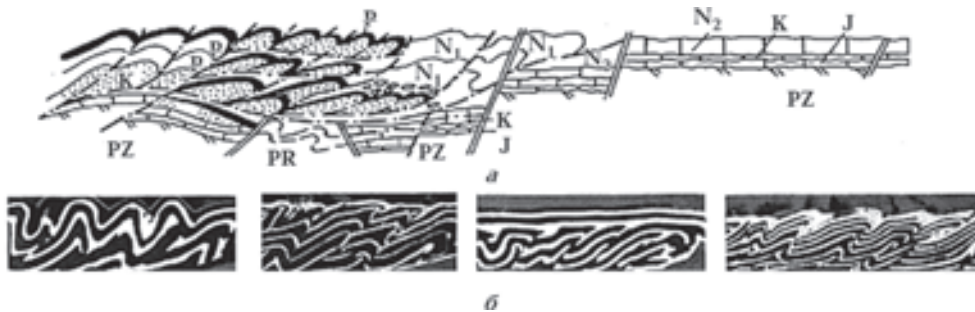


Рис. 12. Сравнение складчатой структуры Восточных Карпат [Дослідження..., 2005] (а) и результатов моделирования [Гутерман, 1989] (б).

небольшие величины могут быть превышены, в частности, термоупругими напряжениями. Отметим, что складчатость происходит и без их преодоления [Аронский и др., 1995], что может косвенно указывать на неприменимость рассматриваемого механизма или на достижение пластичности на небольшой глубине.

Главным препятствием для адвекционной складчатости кажется очень значительное катагенетическое уплотнение осадочных пород с глубиной. Оно намного превосходит тепловое разуплотнение. Еще более убедительным представляется отсутствие складчатости в осадочной толще рифтовых трогов (например, в Днепровско-Донецкой впадине). В них мощность слоя, вязкость пород и геотермический градиент в период максимального прогрева в той же мере соответствуют условиям начала адвекции, что и в геосинклинали.

Возникновение складчатости в геосинклинальном трого Карпат при сползании осадочной толщи по наклонному фундаменту рассмотрено В. Г. Гутерманом с помощью физического моделирования [Гутерман, 1987; 1989]. Были выдержаны условия, подобные реальной среде, причем использованная величина вязкости пород осадочного слоя (на порядок больше той, которая в данной модели должна была соответствовать ему, согласно М. В. Гзовскому [Гзовский, 1975] динамическая вязкость флиша равна 10^{17} Па·с) позволяла предполагать, что складчатость охватит и часть пород фундамента. Определяющим для процесса, дающего картину смятия во всем подобную наблюдаемой, оказалось распространение «волны поднятий» фундамента осадочного бассейна, которая создавала бы углы наклона около 5° (рис. 12).

Очевидно, что экспериментальные данные о форме складок и результаты моделирования близки.

Анализ мощностей синхронных осадков в зоне СК позволяет констатировать две особенности, подробно описанные в геологической литературе [Глушко, 1994 и др.]. Первая состоит в том, что фундамент Румынских Восточных Карпат (ширина которых соответствует поднятию одного КТД, возникшего несколько раньше, чем под северо-восточной частью Украинских Восточных Карпат) регулярно оказывался на несколько километров выше, чем фундамент Украинских Восточных Карпат. Образующиеся углы наклона были близки к принятым при моделировании, что создавало условия для конседиментационного и постседиментационного сползания и смятия с вергентностью, диагональной по отношению к простиранию трога. Вторая заключается в регулярном отставании погружения северо-восточной части трога в Украинских Восточных Карпатах от юго-западной. Возможно, это связано с несинхронностью поднятия двух последних КТД в зоне СК и соответственно начала перестройки коры зоны под влиянием внедрений мантийных выплавок. Возникающие при этом углы наклона фундамента были несколько меньше использованных при физическом моделировании, но вполне сопоставимы с ними (минимальные наклоны при моделировании составляли около 0,09, меньшие величины не использовались, не исключено, что эффект, сопоставимый с наблюдаемым, мог быть получен и при меньших наклонах). Таким образом, создавались условия для сползания и смятия с вергентностью поперек трога. На северо-восточной границе трога возникает «скупивание» и надвиг на форланд.

«Дополнительный» этап складчатости (начавшийся 10—15 млн лет назад и продолжающийся до геологически недавнего времени) связан с молодой активизацией региона. Она охватила в это время зону Д и большую часть зоны ЗК (см. выше). Переместившаяся нижняя часть коры привела к погружению раздела М зоны СК, которое началось с юго-западной окраины и обеспечило волну поднятий, распространяющихся с юго-запада на северо-восток. Смятию подверглись и молассы Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, накопившиеся на краю форланда на предыдущем этапе при размыве «области скупивания» окраины трога. Поднятие зоны СК должно быть сопоставимым по амплитуде с опусканием в

тыльном прогибе — 1—1,5 км за 10—15 млн лет.

Современный рельеф Украинских Карпат во многих внутренних районах горной системы создает наклоны на уровне 0,05—0,10, т. е. условия для складкообразования сохраняются до настоящего времени.

Проведенный анализ глубинных процессов в тектоносфере Украинских Карпат и их последствий, которые могут быть сопоставлены с изученными в приповерхностной зоне, показал значительную согласованность экспериментальных и расчетных данных. В большинстве случаев достигнуто количественное соответствие без подбора параметров глубинных процессов. Это позволяет высоко оценивать применимость использованной гипотезы, для которой ниже демонстрируется и соответствие данным глубинной геофизики. Однако геологические аргументы нужно признать определяющими, так как они охватывают разнообразные события в значительном временном интервале в отличие от геофизических данных, относящихся только к современности.

Геофизические модели тектоносферы.

Ниже в основном будут продемонстрированы не процедуры построения, а сами модели или результаты их сравнения с экспериментальными данными, характеризующими глубинный процесс.

Глубины магматических очагов по термомагнитным данным. По результатам моделирования глубинного процесса магматические очаги в последние несколько миллионов лет должны были располагаться в мантии на глубине около 50—70 км, в коре — на глубине около 20 км, причем отдельные вторжения магмы из средней коры могли происходить на глубине до 5—10 км. Эти значения подтверждены геологической информацией (см. выше), можно привлечь для контроля и сведения по термомагнитному анализу молодых магматических пород Закарпатского прогиба [Глевасская, 1983]. Соответствующая информация представлена на рис. 13.

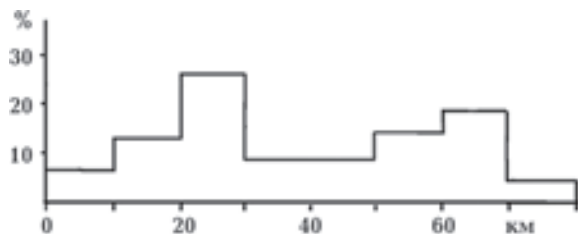


Рис. 13. Гистограмма распределения глубин магматических очагов, с которыми связаны молодые породы Выгорлат-Гутинской вулканической гряды [Глевасская, 1983].

Очевидно, что термомагнитные данные полностью согласуются со сделанным прогнозом.

Изотопия гелия. Принятой моделью глубинного процесса прогнозируется существование мантийного слоя частичного плавления на небольшой глубине под корой в геологически недавнее время, а вероятно, и сейчас. Перенос магмами мантийных выплавов в кору, образование в ней своих очагов плавления и вынос магм в верхнюю часть коры, перенос глубинного вещества флюидами над этими вторжениями вплоть до поверхности создают условия для поступления в подземные воды мантийного гелия. В результате изотопное отношение гелия ($R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cdot 10^8$) отличается от фонового $R=2$ [Гордиенко, Тарасов, 2001 и др.]. Соответствующая информация приведена на рис. 14.

Прогноз полностью оправдывается. Однако в Предкарпатском прогибе аномалии изотопии гелия не обнаруживаются. Без дополнительных исследований трудно сказать, с чем связано их отсутствие: недостижением мантийным гелием приповерхностных глубин или недостаточной изученностью.

Сейсмичность. Схема глубинного процесса предполагает формирование в регионе блоков коры и верхней мантии, в которых возникают разные по интенсивности тепловые аномалии, стимулирующие термоупругие напряжения, плотностные возмущения, ведущие к погру-

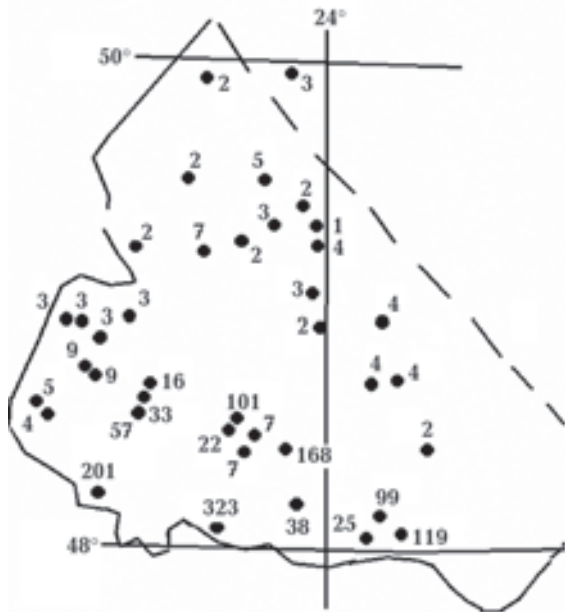


Рис. 14. Распределение величины R в водорастворенных газах и газах месторождений углеводородов Украинских Карпат [Гордиенко и др., 2001 и др.].

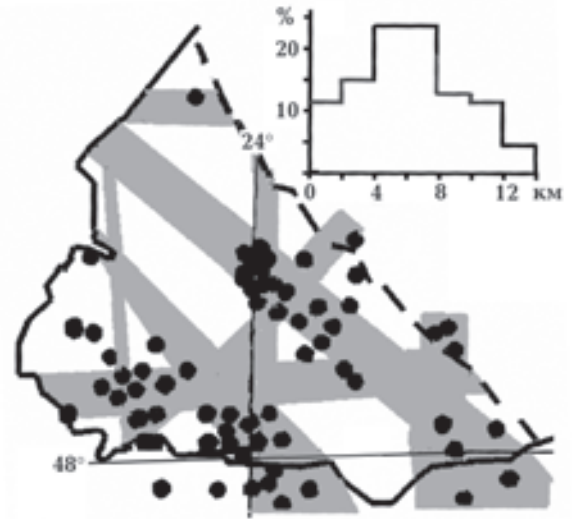


Рис. 15. Эпицентры землетрясений Украинских Карпат (черные точки) [Атлас..., 2002; Сафронов, 2005], зоны разломов, активных в последние 3 млн лет (серые полосы) [Верховцев, 2006], и гистограмма распределения глубин гипоцентров [Сафронов, 2005; Назаревич, 2005].

жению или всплыванию и т. п. Эти явления должны вызывать сейсмичность, однако ее существование именно в настоящее время предсказать нельзя. Тем не менее землетрясения представляются весьма вероятными. Такой прогноз оправдывается (рис. 15) [Сафронов, 2005 и др.].

Эпицентры землетрясений приурочены к зонам разломов, активизированных в последние миллионы лет, но не трассируют всю их протяженность.

Расположение гипоцентров землетрясений должно быть лимитировано снизу зоной частичного плавления и флюидизации в средней коре. Фактические глубины в Украине показаны на гистограмме рис. 15, в соседних районах (Венгрии и Румынии) они концентрируются около глубины 10 км [U.S. ..., 2010].

Скорости распределения продольных волн в коре и мантии. Зоны частичного плавления в коре и верхних горизонтах мантии, прогнозируемые принятой моделью глубинного процесса, должны сопровождаться слоями с пониженной скоростью распределения продольных сейсмических волн (V_p) на соответствующих глубинах. Такие аномалии могут быть компенсированы ростом скорости при базификации пород коры, в мантии — опусканием блоков эклогитизированных основных коровых пород с высокими V_p . Тем не менее отрицательные аномалии удается уловить в

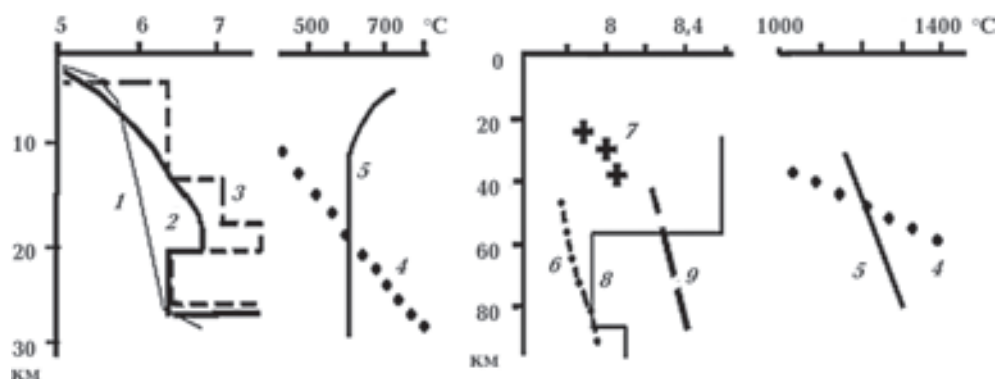


Рис. 16. Распределение V_p в Восточно-Словацкой впадине (1) [Grad et al., 2006], Закарпатском прогибе (2) [Чекунов и др., 1969], Карцаге (3) [Соллогуб, 1986], 4 — температуры в Закарпатском прогибе; 5 — солидус пород амфиболитовой фации метаморфизма в коре и лерцолита в мантии, 6—9 — распределения скорости продольных сейсмических волн в мантии Паннонии (6) [Рябой, 1979], Восточно-Словацкой впадины (7), Карцага (8), Восточной Европы (9).

некоторых районах Карпатского региона на глубинах зон частичного плавления в коре и мантии (рис. 16).

В Закарпатском прогибе и Карцаге (центральной части Паннонской впадины) очевидна базификация средней коры сокращенной мощности, ниже располагается зона низких скоростей, соответствующая астеносфере. В Восточно-Словацкой впадине базификация отсутствует, зона пониженных скоростей проявляется. Примерно такая же картина в верхних горизонтах мантии. Только в Карцаге фиксируется слой с высокими скоростями, соответствующий предположительно погружающимся коровым эклогитам. Невдалеке от этого района, на границе Паннонии и Апусеней, отмечены землетрясения в мантии на глубине залегания высокоскоростного объекта. Глубже зоны пониженных скоростей они возобновляются и прослеживаются до 200 км. Скоростной разрез на этих глубинах неизвестен. В зоне Вранча также отмечены чередования объектов с повышенной и пониженной скоростью — 7,7—8,6 км/с [Соллогуб, 1986].

Тепловая модель. В ней отражена вся сложная геологическая история Карпатской геосинклинали. Естественно, наиболее интенсивные положительные и отрицательные аномалии температур связаны с альпийским и постальпийским периодами.

Модель сопоставлена с распределением теплового потока в Украинских Карпатах. Поскольку используется один вариант (информации, обеспечивающей моделирование особенностей развития частей региона, нет), к сравнению привлечены средние величины теплового потока (ТП) в пределах полос, перпендику-

лярных геотраверсу II. В зоне СК достаточно данных о ТП только в части, прилегающей к прогибам, на остальной территории изучена только северная треть. Расхождение между расчетными и наблюдаемыми ТП вполне можно объяснить погрешностями тех и других значений. Превышение наблюдаемых данных над расчетными в центре Закарпатского прогиба связано с отсутствием в модели верхнего этажа теплопереноса (см. выше), который распространяется повсеместно (рис. 17).

Геоэлектрическая модель тектоносферы.

В регионе выявлена и уже несколько десятилетий изучается крупная коровая Карпатская аномалия электропроводности. Проведенные в последние годы дополнительные исследования и использование новых методик интерпретации данных позволили более точно определить ее контуры, величину суммарной продольной проводимости (S), оценить глубину проводника.

Объект располагается в верхней и средней частях коры (кровля — на глубине 6—10 км, подошва — на 15—20 км), преимущественно на территории Складчатых Карпат (рис. 18). Значения S очень велики — в центральной части проводника они превышают 5000 См. Такой проводимости можно достичь только за счет комбинированной природы проводимости. Вероятно, флюидизация пород коры над слоем частичного плавления резко понизила удельное электрическое сопротивление пород, кроме того, привела к повышению степени связности графитовых включений, известных в породах доальпийского фундамента Карпат. В таком варианте находится количественное объяснение таким высоким значениям S .

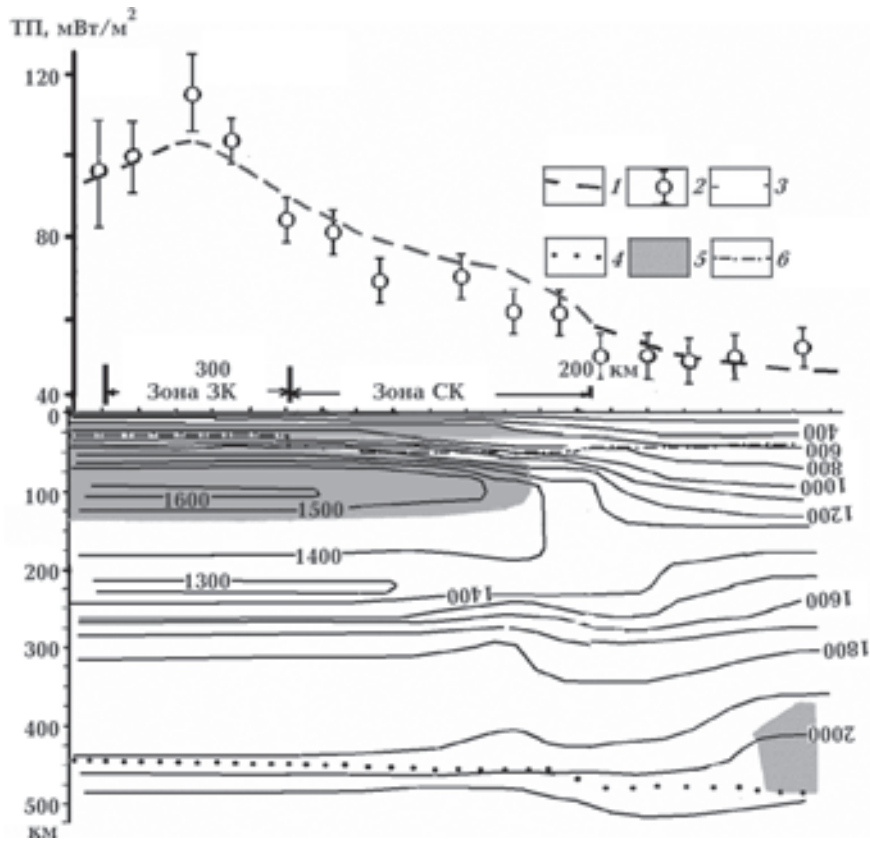


Рис. 17. Тепловая модель тектоносферы Украинских Карпат: 1, 2 — значения теплового потока (1 — расчетные, 2 — экспериментальные (и пределы их изменчивости)), 3 — изотермы, 4 — зона перехода оливин — шпинель, 5 — зоны частичного плавления, 6 — раздел Мохо.

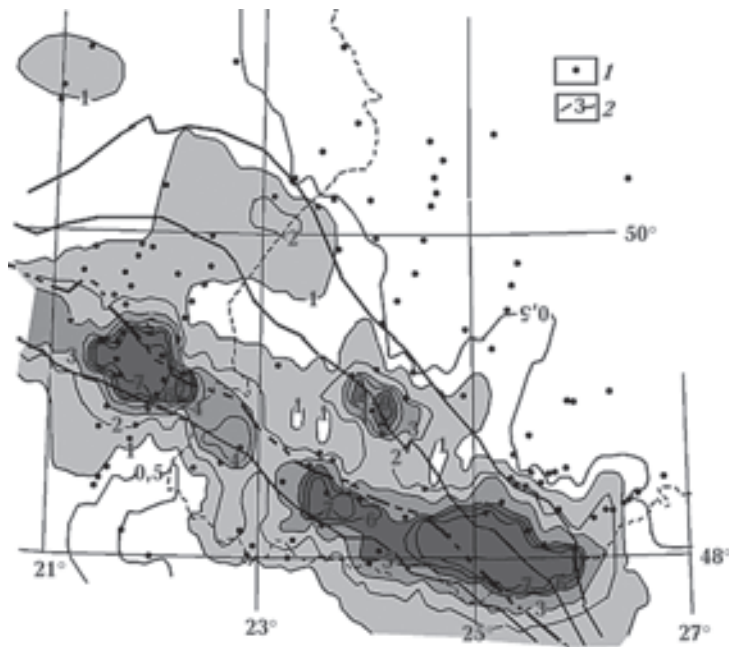


Рис. 18. Расположение корового проводника в Украинских Карпатах: 1 — пункты наблюдений, 2 — изолинии S в 1000 См.

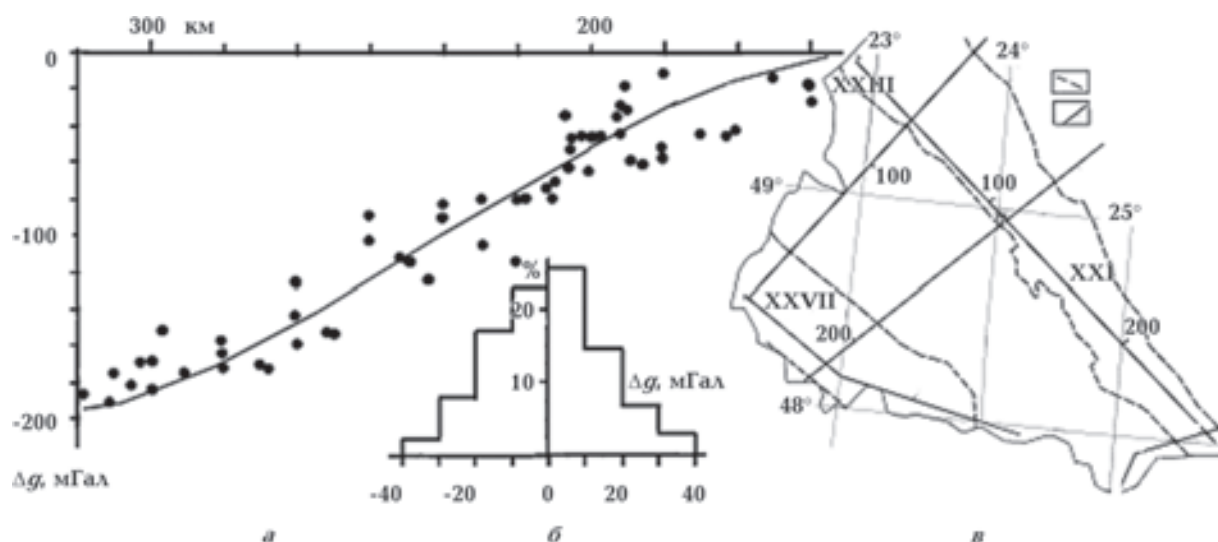


Рис. 19. Распределение мантийной гравитационной аномалии (в мГал) в Украинских Карпатах (а) и гистограмма распределения различий расчетной и экспериментальной аномалий (б). Линия — расчетная величина аномалии, точки — экспериментальные данные (разница между наблюдаемым полем и эффектом коры и нормальной мантии). Размещение профилей ГСЗ, вдоль которых проведены расчеты эффекта коры и нормальной мантии (в).

Эффекты проводящего осадочного слоя, мощной коровой аномалии, искажения данных наблюдений вариаций электромагнитного поля многочисленными помехами приводят к трудностям в выделении мантийных проводящих объектов. Они предположительно диагностированы в Складчатых Карпатах, на границе с Закарпатским прогибом, в Предкарпатском прогибе, кровли располагаются на глубине 70 ± 20 км, значения S не превышают 500—1000 См. Они вполне могут быть согласованы со слоем частичного плавления в верхней мантии с небольшим (единицы процентов) содержанием жидкости.

Таким образом, геоэлектрическая модель тектоносферы региона достаточно полно соответствует прогнозной схеме глубинных процессов. Однако она нуждается в существенном уточнении.

Мантийная гравитационная аномалия.

Принятая схема глубинного процесса прогнозирует изменения плотности пород верхней мантии под влиянием аномальных температур, частичного плавления (рис. 19), полиморфных преобразований.

Возникающий гравитационный эффект очень значителен: в центральных частях геосинклинали он достигает примерно 200 мГл и сокращается к периферии региона, охваченного рассматриваемым глубинным процессом.

Этот эффект — мантийную гравитационную аномалию — можно сравнить с экспе-

риментальной величиной, представляющей собой разницу между наблюдаемым полем и гравитационным эффектом коры (построенным по скоростным разрезам вдоль профилей ГСЗ) и нормальной мантии. Процесс расчета осложняется необходимостью учета влияния соседнего региона (Волыно-Подольской плиты), проблемой является также недостаточная детальность и точность скоростных моделей коры. Расчеты выполнены вдоль профилей ГСЗ (рис. 19, в) и дополнительных профилей, проведенных вкрест простираения Карпат между профилями XVIII, РП-5 и геотраверсом II. Скоростные разрезы считались средними между имеющимися на указанных профилях.

Результаты расчета мантийной гравитационной аномалии (приведенные к пикетам геотраверса II) сопоставлены с ее прогнозируемой величиной (рис. 19, а). Можно утверждать, что согласование в целом достигнуто, среднее расхождение составляет около 16 мГл, что вполне объяснимо погрешностями сравниваемых величин.

Заключение. Проведенное исследование эволюции тектоносферы Украинских Карпат, охватывающее всю известную геологическую историю региона, продемонстрировало возможность решения с помощью АПГ задач, которые невозможно ставить при других подходах. Продемонстрирована обусловленность последовательных активизаций изменяющимся уровнем радиогенной теплогенерации, созре-

вание к моменту начала альпийского цикла условий именно для геосинклинального (наиболее энергоемкого) процесса. Без подбора параметров схемы тепломассопереноса удалось на количественном уровне объяснить основные параметры развития геосинклинали — темп формирования осадочного слоя, время и состав магматических проявлений, глубину очагов магмы в коре и верхней мантии, распределение фаций метаморфизма в палеозойской коре и т.п.

Принятая схема эволюции тектоносферы обусловила и достаточно сложное рас-

пределение физических свойств ее пород, которое удалось количественно согласовать с терромагнитными данными по молодым изверженным породам, тепловым, электромагнитным и гравитационным полями, с данными о распределении скоростей распространения сейсмических волн, о изотопии гелия и сейсмичности.

Таким образом, схему глубинного процесса в тектоносфере Украинских Карпат удалось согласовать со всем комплексом известных геолого-геофизических данных в регионе.

Список литературы

- Аронский А. А., Беличенко П. В., Гинтов О. Б., Муровская А. В. Кинематические параметры деформирования верхних горизонтов земной коры Украинских Карпат в миоцен-плейстоценовую эпоху (по тектонофизическим данным). 3. // Геофиз. журн. — 1995. — 17, № 6. — С. 3—13.
- Атлас. Глибинна будова літосфери та екогеологія України / Ред. М. М. Байсарович, О. Ю. Митропольський, І. С. Чуприна. — Київ: ІГН НАНУ, 2002. — 55 с.
- Бояджиев Ст. Структурная и петрологическая корреляция альпийских интрузивов Карпато-Балканской области // Магматизм и металлогения Карпато-Балканской и Кавказской складчатых областей. — Москва: Наука, 1984. — С. 61—75.
- Буров В. С., Глушко В. В. Деякі питання будови і розвитку Карпатської системи // Геол. журн. — 1976. — № 6. — С.30—36.
- 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.
- Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов / Ред. В. А. Шакин. — Киев: Мингео УССР, УкрНИГРИ, 1976. — 6 л.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. — Москва: Наука, 1975. — 536 с.
- Глевасская А. М. Магнитные минералы и магнетизм вулканитов. — Киев: Наук. думка, 1983. — 208 с.
- Глушко В. В. Западные и Восточные Карпаты // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. — Киев: Наук. думка, 1994. — С. 24—94.
- Гонтовая Л. И., Гордиенко В. В. Глубинные процессы и геофизические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2006. — № 2. — С. 107—121.
- Гордиенко В. В. Адвекционно-полиморфная гипотеза процессов в тектоносфере. — Киев: Корвин Пресс, 2007. — 172 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Вольно-Подольская плита (геофизика, глубинные процессы). — Киев: Наук. думка, 2012. — 199 с.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы). — Киев: Корвин Пресс, 2006. — 142 с.
- Гордиенко В. В., Тарасов В. Н. Современная активизация и изотопия гелия территории Украины. — Киев: Знание, 2001. — 102 с.
- Гордиенко В. В., Усенко О. В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. — Киев: ИГФ НАНУ, 2003. — 147 с.
- Гутерман В. Г. Механизмы тектоногенеза. — Киев: Наук. думка, 1987. — 172 с.
- Гутерман В. Г. О роли гравитационной тектоники в создании складчатой структуры Карпат и Днепровско-Донецкой впадины // Тектоносфера Украины и других регионов СССР. — Киев: Наук. думка, 1989. — С. 89—97.
- Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат / Ред. В. І. Старостенко. — Київ: Наук. думка, 2005. — 256 с.
- Данилович Ю. З. Породообразующие минералы и

- метаморфизм кристаллического фундамента Украинских Карпат. — Киев: Наук. думка, 1988. — 167 с.
- Короновский В. Н. Краткий курс региональной геологии СССР. — Москва: Изд-во МГУ, 1976. — 398 с.
- Круглов С. Проблемы тектоники и палеогеодинамики запада Украины. — Львов: МТКУ, 2001. — 83 с.
- Круглов С. Формационно-геодинамическая корреляция юры и раннего мела юго-западного обрамления Евразийской литосферной плиты // Геодинамика. — 1999. — № 1. — С. 70—82.
- Круглов С. С., Смирнов С. Е., Спитковская С. М., Фильштинский Л. Е. Геодинамика Карпат. — Киев: Наук. думка, 1985. — 135 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. — Киев: Наук. думка, 1994. — 332 с.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы: обобщение результатов исследований. — Киев: Наук. думка, 1993. — 232 с.
- Ляшкевич З. М., Яцожинский О. М. Альпийский магматизм Украинских Карпат, его эволюция и геодинамика // Геофиз. журн. — 2005. — 27, № 6. — С. 1005—1011.
- Ляшкевич З. М., Яцожинский О. М. Кайнозойский вулканизм Украинских Карпат и его значение для геодинамических реконструкций // Геофиз. журн. — 2004. — 26, № 1. — С. 87—95.
- Магматизм и металлогения Карпатско-Балканской складчатой области. Объяснительная записка к карте магматических формаций и металлогенической карте Карпато-Балканской области масштаба 1:1 000 000. — София: Изд-во БАН, 1983. — 300 с.
- Мегарис Л. Г., Фурнель Д. Х., Ванг Х. Ф. Термобарометрия и реконструкция химического состава шпинель-пироксеновых симплектитов: доказательство существования раннего граната в леерцолитовых ксенолитах неогеновых лав Чехии // Геология и геофизика. — 2000. — № 1. — С. 260—268.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. — Москва: Недра, 1973. — 278 с.
- Назаревич Л. С. Характеристики сейсмічності і сейсмотектонічного процесу в зонах Карпатського регіону: Дис канд. геол. наук. — Київ, 2005. — 220 с.
- Науменко В. В., Гончарук А. Ф., Коптюх Ю. М. Особенности металлогении и структурного положения неогенового вулканического пояса Внутренних Карпат // Магматизм и металлогения Карпато-Балканской и Кавказской складчатых областей. — Москва: Наука, 1984. — С. 105—112.
- Остроумов Г. А. Свободная конвекция в условиях внутренней задачи. — Москва-Ленинград: Гос-техтеориздат, 1952. — 256 с.
- Рябой В. З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. — Москва: Недра, 1979. — 246 с.
- Сафронов О. Н. Сейсмические условия и сейсмическая опасность платформенной части Украины: Дис канд. геол. наук. — Симферополь, 2005. — 135 с.
- Соллоуб В. Б. Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 184 с.
- Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований. — Киев: Наук. думка, 1980. — 207 с.
- Тектоническая карта Украинских Карпат / Ред. В. В. Глушко, С. С. Круглов. — 1:200 000. — Киев: Мингео УССР, 1986. — 6 л.
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии // Ред. К. Ф. Сергеев, В. В. Гордиенко, М. Л. Красный. — Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 1992. — 238 с.
- Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. — Москва: Недра, 1989. — 262 с.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. — Киев: Наук. думка, 1972. — 176 с.
- Чекунов А. В., Ливанова Л. И., Гейко В. С. Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба // Сов. геология. — 1969. — № 10. — С. 57—68.
- Alps, Apennines, Hellenides / Eds. H. Closs, D. Roder, K. Schmidt. — Stuttgart: Nägele und Obermiller, 1978. — 620 p.
- Bryant J., Yagodzinski G. M., Churikova T. G. Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // *Geochem. Geophys. Geosyst.* — 2006. — № 8. — Q04007. — DOI:10.1029/2006GC001443.
- Geodynamics of Northern Carpathians* / Ed. J. ledzinski. — Warsaw: Reports on geodesy, 1998. — № 6 (36). — 162 p.
- Grad M., Guterch A., Keller G. and CELEBRATION GROUP. Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Panonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile

- CEL05 // J. Geophys. Res. — 2006. — **111**. — B03301. — doi:10.1029/2005JB003647. — 2006.
- Infune T.* An experimental investigation of the pyroxene-garnet transformation in a pyrolite composition and its bearing on the construction of the mantle // Phys. Earth Planet. Int. — 1987. — **45**. — P. 324—336.
- Jones B., Kostoula T., Stoppa F., Woolley A.* Petrography and mineral chemistry of mantle xenoliths in a carbonate-rich melilititic tuff from Mt. Vulture volcano, southern Italy // Mineralogical Magazine. — 2000. — **64**, № 4. — P. 593—613.
- Knopoff L.* On Convection in the Upper Mantle // Geophys. J. Roy. Astronom. Soc. — 1967. — **14**, № 1—4. — P. 341—346.
- Pozaryski W., Karnkowski P., Grocholski A., Tomczyk H., Moryc W.* Mapa tectoniczna polski w epoce waryscyjskiej. — 1:1 000 000. — Panstwowy Instytut Geologiczny, 1992.
- Sobolev S., Zeyen H., Stoll G., Werling F., Altherr R., Fuchs K.* Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central // Earth Planet. Sci. Let. — 1996. — **139**. — P. 147—163.
- U.S. Geological Survey. National Earthquake information Center. — 2010. — <http://www.neic.cr.usgs.gov>.