

защиту предложить практически невозможно. Защитой могла бы стать «изоляция» источника сотрясения от поверхности или полная его «ликвидация» («гашение»), что не осуществимо на современном уровне науки и техники. В случае же зональных и ограниченных по распространенности «выбросов» энергии, достаточно не располагать на таких участках инженерных объектов, сооружений и жилых построек. Или же, зная местоположения мест возможных «выбросов» энергии, укрепить уже функционирующие объекты с расчетом на максимально возможное воздействие на них.

На наш взгляд, весьма неудачной является и общепризнанная оценка последствий «землетрясений», которые разительно отличаются в местах (зонах) непосредственного выделения энергии и вне упомянутых зон. Следовательно, необходимо четко разграничить понятия «сила явления» («землетрясения»), «интенсивность его проявления» и «опасности его последствий».

При таком подходе тектоническое строение горных массивов, геодинамика и геодинамические зоны могут быть учтены и использованы для обоснованной защиты человечества от грозного явления природы, которое пока еще называют «землетрясением».

Библиографический список

1. Большая советская энциклопедия. — М., 1972. — Т.9. — С.471–474.
2. Уломов В.И. Внимание! Землетрясение! — Ташкент, 1971. — 100 с.
3. Панов Б.С. Глубинные разломы и минералогия линеамента Карпинского. — Киев, Препринт ИГМР АН Украины, 1994. — 74 с.
4. Резвой Д.П., Ковальчук А.И., Марушкин И.А. и др. Глубинные разломы и линеаменты? (к блоковой делимости земной коры юго-западной Евразии). // Геологический журнал, 1993. — №3. — С. 13–20.
5. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. — М., Недра, 1986. — 144 с.
6. Воевода Б.И., Соболев Е.Г., Русанов А.Н. и др. Геодинамика и ее экологические проявления. // Донецьк, Наукові праці Донецького державного технічного університету. Сер.гірничо-геологічна, 2001 — вип.23. — С. 3–10.
7. Полетаев А.И. Линеаментный анализ, как один из экологически чистых методов современных геологических исследований. // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1991. — №9. — С. 25–30.
8. Кюнтцель В.В. Энергостокные зоны и их экологическое воздействие на биосферу. // Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология, 1966. — №3. — С. 93–100.
9. Смирнов С.Б. Исследование достоверности резонансно-колебательной модели сейсмического разрушения сооружений. // Бетон и железобетон. — №1. — С. 23–26.
10. Правдивцев В.К. Версия Чернобыля. // Эхо планеты, 1998. — №32 — С. 26–33.
11. Диваков В.И. Микрогеодинамика. Рекламный проспект. — М., Российский университет дружбы народов. 1998. — 24 с.

© Воевода Б.И., Соболев Е.Г., Русанов А.Н., 2001

УДК 551.24

ПРИВАЛОВ В.А. (ДонНТУ)

ДОНБАСС В ТЕКТОНИЧЕСКОМ КОНТЕКСТЕ СТРУКТУР НА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАФОРМЫ

Рассмотрены вопросы геоструктурного положения Донбасса как мобильного мегаблока на пересечении древней линеаментной зоны ССЗ простирания и более молодого (девонского) Припятско-Днепровско-Донецкого-Карпинского рифта. Предложена модель последовательного развития деформационных процессов в Донбассе на основе механизма челночных знакопеременных вращений мегаблока.

Как центр максимального угленакопления в карбоне, пространственно совмещенный с одной из крупнейших в Европе ртутно-сурьмяных провинций, Донбасс традиционно находился в поле пристального внимания многих поколений геологов. В настоящее время преобладает точка зрения о принадлежности Донбасса к протяженной палеорифтогенной зоне [1–3]. Несмотря на почти что эталонную изученность верхних горизонтов бассейна, многие вопросы геотектонической природы, строения и эволюции этой структуры, взаимоотношений с соседними тектоническими единицами остаются нерешенными или же толкуются неоднозначно. Многообразие точек зрения объективно способствует исключительная специфика Донбасса, аномально проявляющегося практически на любых картах геолого-геофизического профиля даже на фоне сопредельных по палеорифту структур. Тем парадоксальней выглядят многие сходные, по крайней мере, на протяжении ограниченных отрезков времени, черты эволюции Донбасса и удаленных структур, входящих в состав принципиально иных тектонических зон. В частности, будучи разделенными в карбоне Воронежской антеклизой, интенсивно прогибающийся Донбасс и испытывавший гораздо более слабое погружение Подмосковский бассейн обнаруживают практически синфазную цикличность разрезов [4]. При сравнении отложений среднего карбона в Донбассе и Лабино-Малкинской (Бесычанской) зоны Предкавказья обращает внимание одновременность углеобразования в этих районах и завершение процессов углефикации на стадии каменных углей [5]. В настоящей публикации рассмотренная выше проблематика, на основе анализа геолого-геофизических данных увязывается с геоблокным строением района исследований, являющимся отправной точкой для расшифровки тектонической эволюции Донбасса, а также других структур.

После периода длительного тектонического затишья, отсчитываемого от кульминационных событий рифейского рифтогенеза, на рубеже среднего-позднего девона в пределах древней Восточно-Европейской платформы (ВЕП) возобновились условия для активного корового растяжения. На юго-западной периферии ВЕП этот процесс привел к тому, что возникший в результате рифтогенеза Припятско-Днепровско-Донецкий-Карпинского (ПДДК) авлакоген разделил Украинский и Воронежский кристаллические массивы как реликты массивного докембрийского Сарматского щита (рис. 1).

В пределах протяженного ПДДК палеорифта [1] отчетливо выделяется цепочка бассейнов. Среди них: 1) относительно неглубокий Припятский прогиб; 2) более глубокая Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ); 3) чрезвычайно глубокий, с залегающим на отметках до -24 км кристаллическим фундаментом, Донецкий бассейн (Донбасс), который стремительно переходит в частично наложенное, испытывавшее инверсию Донецкое складчатое сооружение, где на уровень эрозионного среза выходят смятые в складки и нарушенные взбросами, надвигами и сдвигами интенсивно дислоцированные каменноугольные отложения; 4) скрытые под мезозойским чехлом складчатые структуры кряжа Карпинского и его восточного продолжения — Мангышлакской дислокационной зоны. Среди основных структур, входящих в состав внутрикратонного рифта девонского заложения, наиболее контрастно выделяется Донбасский сегмент. По сравнению со смежными по ПДДК палеорифту структурами для Донбасса характерны: утолщенная кора; не согласующаяся с простираем палеорифта геометрия поверхности Мохо; аномальные характеристики гравитационного, магнитного и современного геотермического полей [3]; существенные отличия в режимах седиментации и мощностях девонских, каменноугольных, мезозойских отложений, морфологии и интенсивности складчатых и разрывных дислокаций, а так-

же общая геоморфологическая приподнятость структур открытого Донбасса в пределах Донецкого края.

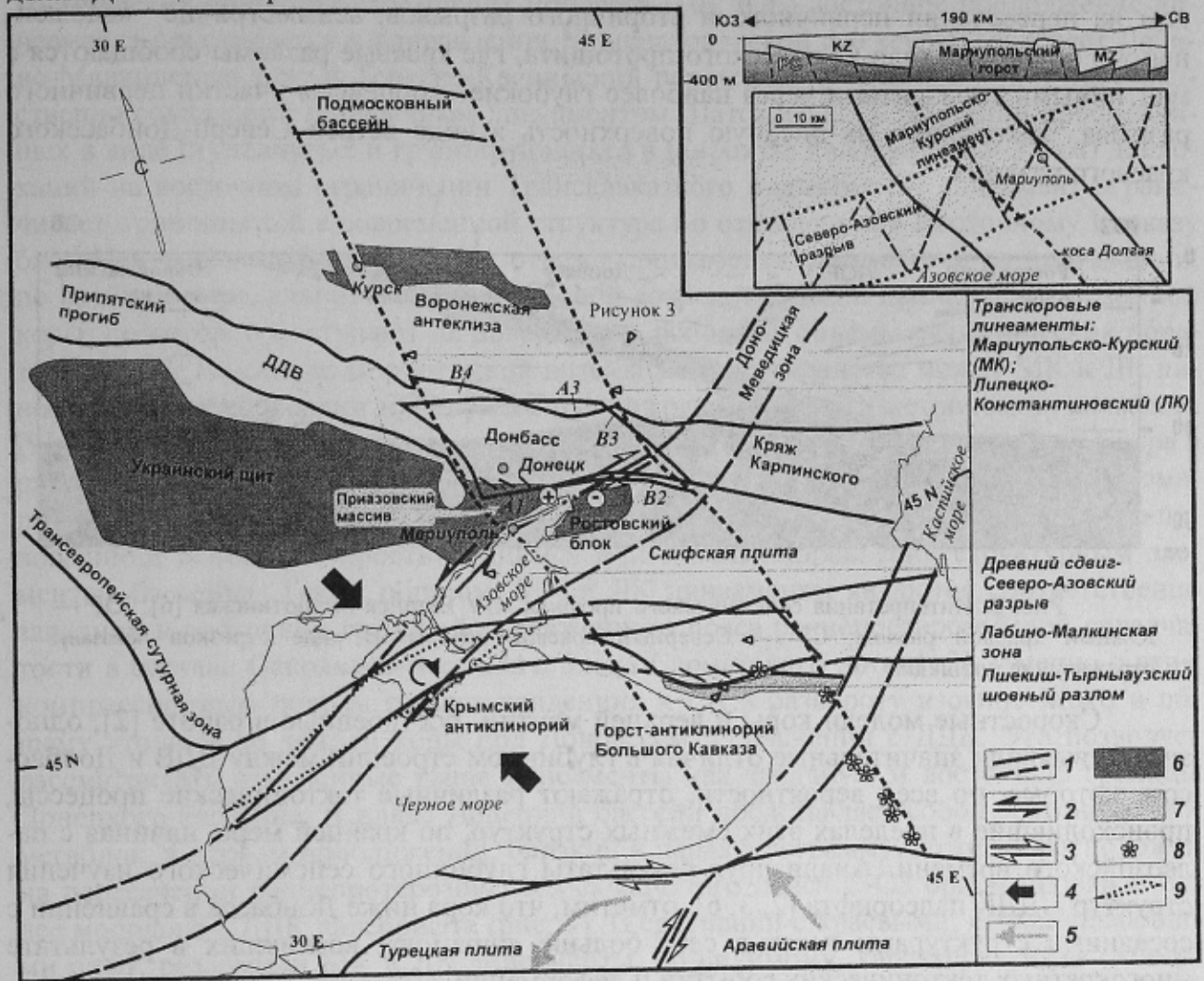


Рис. 1. Схема главных тектонических единиц южной части Восточно-Европейской платформы и пояса Тетиса: 1 — глубинные разрывы и линеаменты; 2 — древние сдвиги; 3 — альпийские и современные сдвиги; 4 — направление неотектонического сжатия; 5 — направление движения плит; 6 — выступы докембрийского кристаллического фундамента; 7 — альпийские антиклинории; 8 — вулканические центры; 9 — граница развернутого по часовой стрелке Крымского мегаблока. На врезке показаны детали строения участка пересечения Мариупольско-Курского линеамента и Северо-Азовского разрыва, а также геологический разрез вдоль осевой части Северо-Азовского разрыва

Две четко выраженные на профилях ГСЗ глубинные тектонические зоны, Южная и Северная, ограничивают Донбасс от Приазовского массива (части Украинского щита) и Воронежской антеклизы. В нашей интерпретации сейсмического профиля XIV Батайск-Милютинская [6], Северный краевой разлом Донбасса представляет собой пологопадающий на Ю-ЮЗ разрыв, уходящий корнями в Мохо (рис. 2). Он разделяет поверхность Мохо на северный блок в лежащем крыле, характеризующийся непосредственно у тектонического контакта локальным подъемом, создающим эффект сброса, и далее на север интенсивной расслоенностью гофрированной поверхности, и южный блок в висячем крыле с практически плоской, погружающейся в южном направлении поверхностью. Крутопадающий С-СВ Южный краевой разлом является вторичным, распространяется в висячем крыле первичного разрыва

и сочленяется с последним на глубинах порядка ~ 23 км. Таким образом, в вертикальном сечении осадочная толща Донбасса ограничена неправильным треугольником на пересечении первичного и вторичного разрывов, асимметрично «вложенным» в обширное тело Сарматского протоцита, где краевые разломы сообщаются с мантийными горизонтами через наиболее глубокие «корневые» участки первичного разрыва, выходящего на дневную поверхность в виде ветвей Северо-Донбасского краевого разлома.

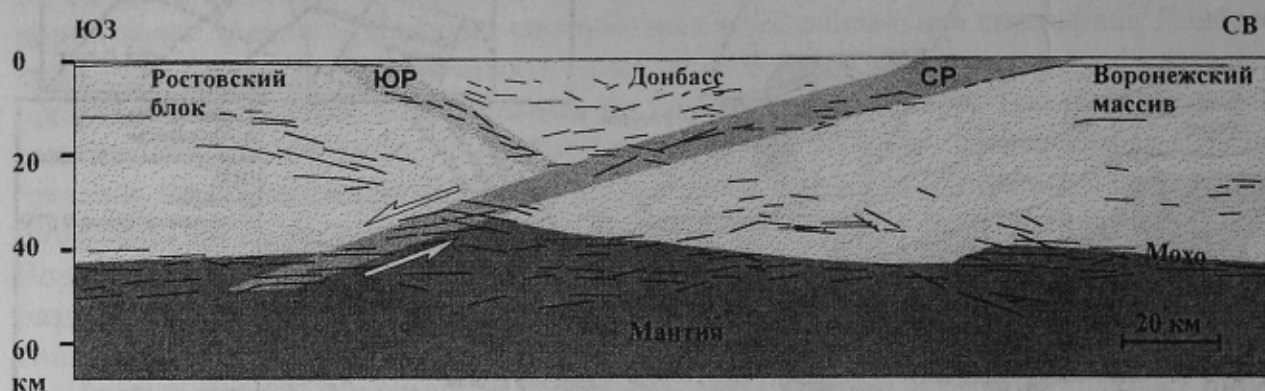


Рис. 2. Интерпретация сейсмического профиля XIV Батайск-Милютинская [6]: ЮР — Южный краевой разлом; СР — Северный краевой разлом. В виде отрезков показаны отражающие площадки

Скоростные модели коры и верхней мантии, построенные в работе [2], однозначно выявили значительные отличия в глубинном строении между ДДВ и Донбассом, которые, по всей вероятности, отражают различные тектонические процессы, происходившие в пределах этих смежных структур, по крайней мере, начиная с палеозойского времени. Анализируя результаты глубинного сейсмического изучения структур ПДДК палеорифта [2, 3, 6], отметим, что кора ниже Донбасса в сравнении с соседними структурами несет в себе больше «шрамов», возникших в результате многократных тектонических событий и деформаций.

В геоструктурном плане Донбасс занимает уникальное положение, находясь на пересечении ПДДК палеорифта и зоны ССЗ простирания, ограниченной двумя транскоровыми линеаментами. Первый, Мариупольско-Курский (МК), первоначально выделенный по оси флексурного перегиба поверхности Мох с глубин -35 км в Днепровском секторе до глубин -45 км в Донецком секторе [7], буквально читается в ориентировке тектонических элементов и структурно-фациальных зон Курско-Белгородской зоны протерозойской складчатости на Воронежской антеклизе и отражается в пределах Приазовского массива в виде Мануильско-Белосарайской зоны разломов, переходящей в структуру Мариупольского горста. Юго-восточное продолжение линеамента проходит через акваторию Таганрогского залива вдоль выступа у косы Долгой, пересекает Предкавказский передовой прогиб, отделяя Азово-Кубанский сектор от Лабино-Малкинской зоны, изменяет простирание Пшекиш-Тырныаузской главной шовной зоны антиклинория Большого Кавказа и известно как флексура на западном ограничении Транскавказского поперечного поднятия [8]. Второй линеament, названный нами как Липецко-Константиновский (ЛК) (рис. 1), представляет собой восточное продолжение Липецко-Лосевской линейной зоны разломов [3, 9] по периферии одноименного протерозойского вулканогенного пояса, разграничивающего гетерогенные по составу Курский и Воронежский блоки Воронежского кристаллического массива. Трассировка линеамента к востоку от г. Константиновск достаточно хорошо увязывается с положением известного Миллеров-

ского поднятия и серии сбросов [9] допалеозойского фундамента на южном склоне Воронежской антеклизы, а также подтверждается по результатам дешифрирования космических снимков в Восточном Донбассе [10]. Юго-восточное продолжение линеамента простирается в направлении Минераловодской флексуры, разделяет Лабинно-Малкинскую зону и Теркско-Каспийский передовой прогиб Кавказа и пространственно совпадает с поперечным линеamentом Шатского [11]. По линии прослеженных в виде ступенчатых и группирующихся в широкую полосу (до 25–35 км) дислокаций на восточном ограничении Транскавказского поднятия [8] линеament ограничивает приподнятый в современной структуре по отношению к Восточному Кавказу блок Центрального Кавказа. Этот отрезок линеамента оказывается на протяжении, по крайней мере, альпийского цикла зоной сосредоточенной проницаемости земной коры, по которой поступают на поверхность основные объемы вулканических образований [8]. На склоне Воронежской антеклизы в пространстве между МК и ЛК линеamentами преобладают ССЗ ориентировки грави- и магнитометрических аномалий [9]. Эти же направления доминируют в ориентировке русел рек, входящих с севера в рифтовую зону. Тем не менее, в пределах Донбасса ориентировки магнитных аномалий и гравитационных уступов коренным образом меняются и занимают соосное положение к основным, простирающимся в ЗСЗ-ВСВ направлении структурным элементам бассейна. Таким образом, МК и ЛК линеamentы являются соответственно западной и восточной границей протяженного пояса раннепротерозойской складчатости в составе Оскольско-Азовского блока Сарматского щита [12]. Именно с этим компрессионным поясом связана тенденция к С-СЗ развороту изогипс Мохо и общему утолщению земной коры под Донбассом в сравнении с ДДВ. Это позволяет рассматривать отмеченные выше линеamentы как западную и восточную границы Донецкого бассейна. В плане Донецкий бассейн представляет собой тектонический мегаблок, в первом приближении, близкий к параллелограмму, который расположен на пересечении раннепротерозойского складчатого пояса С-СЗ ориентировки и более молодого ПДДК палеорифта (рис. 3). В сравнении с краевыми, ограничивающими рифт, разломами МК и ЛК линеamentы, по-видимому, характеризуются субвертикальной геометрией. Для МК линеамента это предположение подтверждается реконструкцией позднепротерозойской эволюции коллизионных структур в пределах Воронежского массива [13], для ЛК линеамента — интерпретацией сейсмического профиля XIV, пересекающего линеament на пикете #200 [6]. В пределах Донбасса МК линеament имеет поверхностное выражение в виде зоны разрывов Волноваха-Лозовая (ВЛ) (рис. 3). Именно эта зона является западным ограничением распространения полосы выхода девонских отложений в зоне сочленения Донбасса с Приазовским массивом.

В пределах ВЛ зоны разрывов карбонатные турнейско-нижневизейские отложения свиты C_1^1 испытывают внутриформационные перерывы и далее на запад практически полностью исчезают вдоль южной границы рифта. Конседиментационные перерывы, тяготеющие к контуру зоны, зафиксированы также в вернесерпуховских и низах башкирских отложений. Разрывы, входящие в состав зоны, представлены преимущественно сбросами, в то время как к востоку от нее развиваются исключительно взбросы. Крупнейший, прослеженный на протяжении 130 км в составе ВЛ зоны, Криворожско-Павловский сброс (рис. 4) характеризуется признаками конседиментационного пульсирующего развития с изменением амплитуды смещения от 1200 м в визейских отложениях, 180–400 м в башкирских слоях до полного угасания на границе с московскими отложениями [14]. Сравнивая пространственное положение и ориентировку ВЛ зоны с выявленным трендом МК линеамента, следует отме-

тить постепенное искривление зоны, при котором ее простирание меняется от ССЗ в районе г. Волноваха до СЗ по мере приближения к ст. Лозовая. Тем не менее, ССЗ ориентировка сохраняется для ряда фрагментов и отдельных разрывов ВЛ зоны (например, Межевой разрыв), а также на северо-западе бассейна, где Северодонецкий и Марьевский разрывы, входящие в систему Северо-Донбасского краевого разлома.

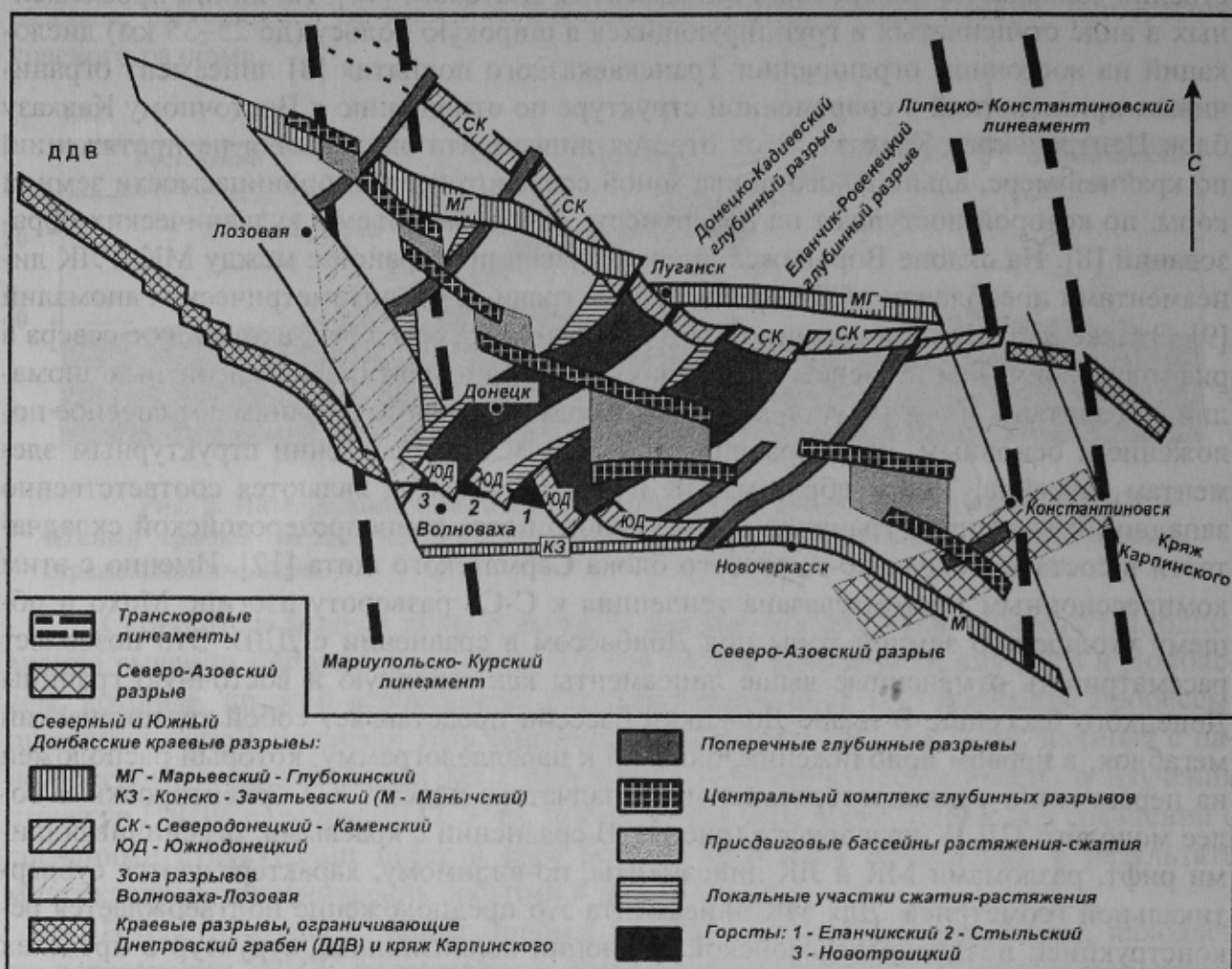


Рис. 3. Схема глубинных разрывов в пределах Донецкого бассейна.

В пределах ВЛ зоны разрывы карбонатные турнейско-нижневизейские отложения свиты C_1^1 испытывают внутриформационные перерывы и далее на запад практически полностью исчезают вдоль южной границы рифта. Конседиментационные перерывы, тяготеющие к контуру зоны, зафиксированы также в вернесерпуховских и низах башкирских отложений. Разрывы, входящие в состав зоны, представлены преимущественно сбросами, в то время как к востоку от нее развиваются исключительно взбросы. Крупнейший, прослеженный на протяжении 130 км в составе ВЛ зоны, Криворожско-Павловский сброс (рис. 4) характеризуется признаками конседиментационного пульсирующего развития с изменением амплитуды смещения от 1200 м в визейских отложениях, 180–400 м в башкирских слоях до полного угасания на границе с московскими отложениями [14]. Сравнивая пространственное положение и ориентировку ВЛ зоны с выявленным трендом МК линеймента, следует отметить постепенное искривление зоны, при котором ее простирание меняется от ССЗ в районе г. Волноваха до СЗ по мере приближения к ст. Лозовая. Тем не менее, ССЗ ориентировка сохраняется для ряда фрагментов и отдельных разрывов ВЛ зоны (на-

пример, Межевой разрыв), а также на северо-западе бассейна, где Северодонецкий и Марьевский разрывы, входящие в систему Северо-Донбасского краевого разлома практически теряют полностью свою реверсивную (взбросовую) компоненту смещения и переходят в сбросы. К западу от меридиана 37°Е, примерно на параллели ст. Лозовая, ССЗ тренд линеамента трассирует границу области резкого погружения палеозойских формаций под мощный чехол мезозойских отложений на границе ДДВ и Донбасса.

ЛК линеament в пределах Донбасса является восточной границей выхода на эрозионный срез или неглубокого залегания палеозойских формаций, а его западная граница соответствует изгибу р. Северский Донец по направлению к месту слияния с р. Дон. В направлении на восток поперечно к зоне линеамента происходит резкое изменение ориентировок шарниров складок с ВСВ, характерного для Донбасса на СВ, типичное для структур кряжа Карпинского, резко сокращаются число и мощности угольных пластов. По В.С. Попову [15] замещение среднекаменноугольной угленосной формации более глубоководными глинистыми отложениями начинается сразу же от восточной границы открытого Донбасса, в то время как аналогичные процессы в верхнекаменноугольных отложениях начинаются восточнее меридиана Цимлянского водохранилища. Это позволяет оценить зону влияния ЛК линеамента в пределах 60–80 км. Анализ карт мощности и строения угольных пластов среднего карбона Донбасса [14] показал, что вдоль линии современного русла р. Северский Донец на восточной окраине открытого Донбасса в течение среднекаменноугольного времени протекали реки сходной с современной ССЗ ориентировкой, вызывавшие многократные фациальные замещения и размывы угольных пластов в этом направлении. На северной окраине Донбасса ЛК линеament буквально рассекает краевые разрывы: региональные Глубокинский и Каменский надвиги угасают вдоль западного ограничения зоны линеамента и уступают место новым Вольно-Донскому и Цимлянскому разрывам (рис. 4). В качестве поверхностных структур, отражающих ЛК линеament на восточной границе Донбасса, выступают Котельниковское и Кагальницкое поднятия, а также серия разрывов СЗ простирания, выделенных по результатам дешифрирования космических снимков [10]. В юго-восточной части бассейна ориентировка ряда нарушений (например, Керчикского разрыва) и поднятий (Керчикское, Кондаковское) подчеркивает проникновение на эту территорию зоны древнего Северо-Азовского разлома. Это нарушение разделяет структуры собственно Восточно-Европейской платформы и Степного Крыма, прослеживается дальше в ВСВ направлении вдоль северного побережья Азовского моря, смещая по типу левого сдвига приподнятый Приазовский массив и опущенный Ростовский блок (выступ кристаллического фундамента), трассируется вдоль русла р. Дон в нижнем течении, проходит под ЮВ Донбассом и СЗ частью кряжа Карпинского и, выходя за пределы рифта, является западным ограничением Доно-Медведицкой дислокационной зоны. Существенная роль этой структуры в тектонической эволюции ЮВ Донбасса связана с тем, что, начиная с позднейших тектонических фаз киммерийского цикла и, в особенности ларамийской фазы альпийского цикла Северо-Азовский разлом, будучи активизирован в режиме правого сдвига, служил своего рода буферной зоной, разделяя тектонические режимы по обе стороны от своей зоны развития. Принципиально, что, изменив свое простирание с ВСВ, в пределах ПДДК рифта, на СВ, за его пределами, Северо-Азовский разлом теряет сдвиговую компоненту смещения и приобретает взбросовую составляющую, на что указывает синкомпрессионный подъем зоны Доно-Медведицких дислокаций в меловое-палеоценовое время.

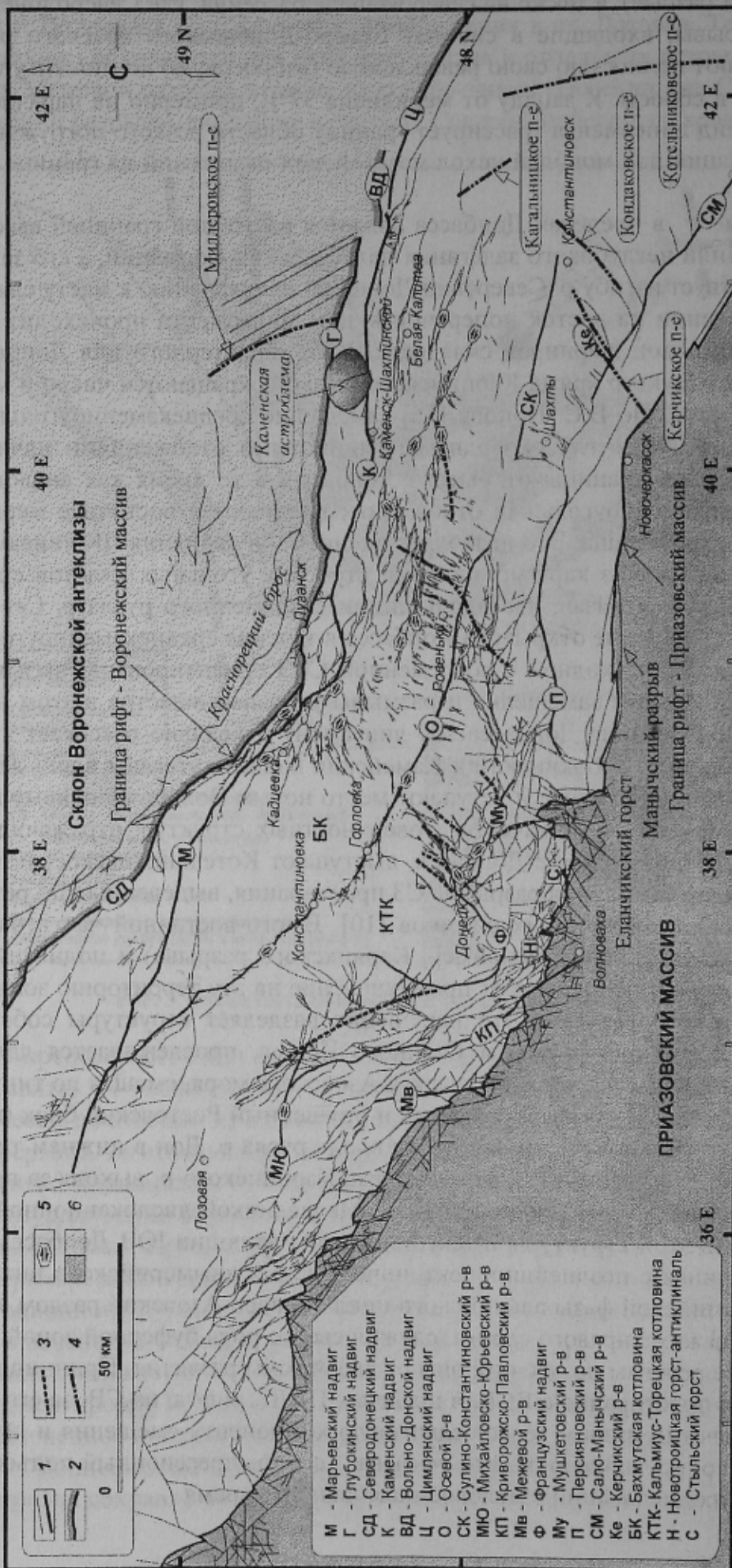


Рис. 4. Карта тектонических нарушений Донецкого бассейна: 1 — разрывы, ограничивающие Донбасс от Воронежской антеклизы; 3 — флексуры; 4 — оси поднятий; 5 — линейные и субконцентрические пояса правосторонних дислокаций; 6 — выступы кристаллического докембрийского фундамента (Приазовский массив и Воронежская антеклиза)

Анализ построенной схемы глубинной тектоники (рис. 3), а именно: существование двух ветвей Северо-Донбасского глубинного разрыва; фрагментация Южно-Донбасского глубинного разрыва с разворотом отдельных отрезков и существование Конско-Зачатьевской-Манычской ветви, а также аналогичные эффекты в пределах Северо-Донбасского глубинного разлома; пространственное несовпадение изгиба Волновахско-Лозовской зоны разломов относительно Мариупольско-Курского линеймента; характерная Z-образная геометрия поперечных внутририфтовых глубинных разрывов и наличие на их внешней периферии локальных треугольных секторов с периодически меняющимися условиями локального растяжения-сжатия, — позволяют предложить модель вращения мегаблока Донбасса, возможность которого впервые обсуждалась А. В. Чекуновым [16]. На основании детальных палеомагнитных исследований девонских осадочных и вулканических горных пород из зоны сочленения Донбасса с Приазовским массивом установлен поворот территории исследований против часовой стрелки в верхнедевонское время [17]. В формировании региональной тектонической картины Донбасса на фоне сопредельных по рифту структур значительную роль играл механизм челночных знакопеременных вращений Донецкого мегаблока, вызванный напряжениями при движении тектонических плит и связанными с ними режимами сдвиговой активизации в пределах ограничивающих рифт разрывов [18, 19]. Будучи по существу «обособленным» блоком в пределах протяженной рифтовой структуры, Донбасс обладал гораздо большей мобильностью, одним из проявлений которой явилась его способность к вращениям. Интенсивность вращения, по-видимому, контролировалась не только абсолютными величинами межплитных напряжений, но и резкими переходами от условий растяжения к сжатию. Возникающие вследствие вращения Донецкого мегаблока секторы «перекрытия» или локального сжатия (соответственно, $A1$ и $A3$ — при левосдвиговой активизации и левом вращении; $B2$ и $B4$ — при правосдвиговой активизации и правом вращении, рисунки 1, 3) несут ответственность за появление в пределах Донбасса векторов реактивных напряжений высокой интенсивности. Предложенный механизм согласуется с идеями Н.И. Погребнова, считавшего, что «складчатость в Донбассе сформировалась в результате внутренних сил» [20, с. 21], а также точкой зрения Ю.Н. Нагорного и В.Н. Нагорного, отмечавших, что причиной складкообразования в регионе были не внешние, а внутренние силы, зародившиеся в самом угленосном прогибе [21, с. 43]. В частности, после периода раннепермского СВ-ЮЗ растяжения, которое ослабило давление на ограничивающие рифт разрывы и, по существу, подготовило благоприятные условия для вращения, на границе ранней и поздней перми (уральская фаза герцинского цикла) территории Донбасса достигли компрессионные напряжения СВ-ЮЗ ориентировки [22]. Источником их генерации, по-видимому, явилось столкновение плит в районе закрывшегося Уральского океана [19]. Значительно усилившись за счет левого вращения Донецкого мегаблока, последовавшего за левосдвиговой активизацией краевых разломов (рис. 5), они вызвали интенсивные взбросовые подвижки и подъем в пределах сектора $A1$, инициировали формирование надвигов в секторе $A3$, создали условия для инверсии и асимметричного подъема бассейна, дальнейшего сокращения поперечного размера осадочной призмы в пространстве между секторами $A1$ и $A3$ и формирования складок общедонецкой ЗСЗ-ВЮВ ориентировки. Правосдвиговая активизация ограничивающих рифт разрывов и правое вращение Донецкого мегаблока были характерными для большинства тектонических фаз киммерийского и альпийского циклов. В этих условиях происходило активное формирование и последовательное увеличение амплитуд надвигов в секторе $B4$, взбросовые подвижки в секторе $B2$, формирование наложенных компрессион-

ных складок «косвенного наследования» в пространстве между секторами В2 и В4 (серия куполов на СЗ замыкании Главной антиклинали, Амвросиевская антиклиналь и др.) В частности, в раннем мелу (австрийская фаза) в пределах сектора В2 произошел подъем южного крыла Манычского разрыва с денудацией до 7 км отложений карбона [23], что может рассматриваться как эпизод вторичной, наложенной на герцинский план, инверсии. В течение альпийского цикла Донецкий мегаблок последовательно теряет свою способность к вращениям. В этих условиях правосдвиговый режим деформации, вызванный сходным с неотектоническим направлением внешнего активного сжатия, возбудил стесненное вращение мегаблока, близкое к режиму правого кручения. В результате, в осадочном чехле бассейна возникли линейные и субконцентрические пояса правосдвиговых дислокаций (рис. 4), проникающие на участках малой мощности осадочных отложений в кристаллический фундамент [19].

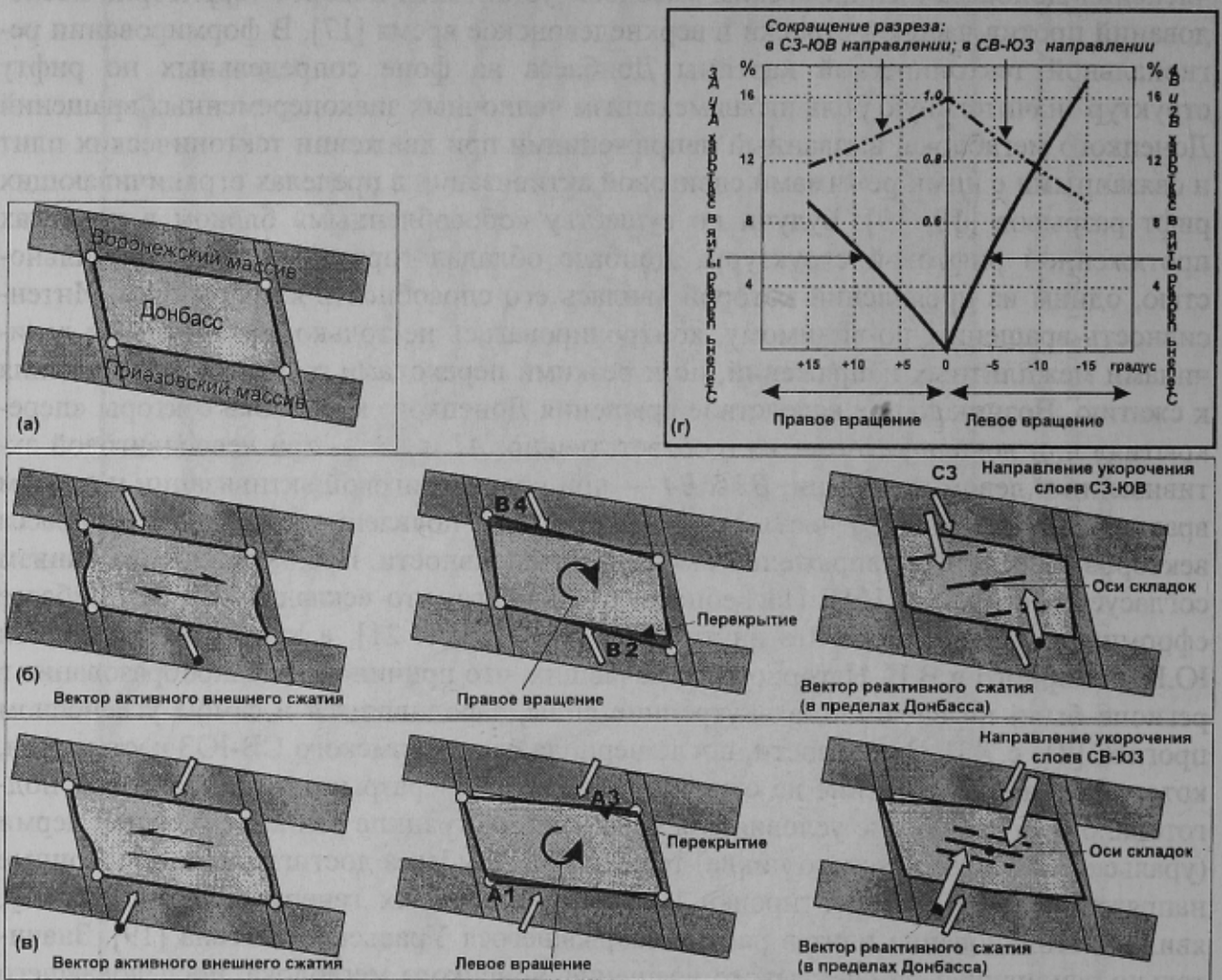


Рис. 5. Последовательное развитие деформационных процессов в пределах Донецкого мегаблока: а — мегаблок до начала тектонических движений; б — правосдвиговая активизация граничных разрывов, инициирующая правое вращение, появление реактивных компрессионных сил и укорочение длины слоев в СЗ-ЮВ направлении; в — левосдвиговая активизация граничных разрывов, инициирующая левое вращение, появление реактивных компрессионных сил и укорочение слоев в СВ-ЮЗ направлении; г — модель степени сокращения разреза (укорочения длины слоев) за счет проявления реактивного сжатия в условиях правого и левого вращения, рассчитанная как отношение площади перекрытия в секторах локального сжатия к первоначальной площади между этими секторами до начала вращения

Анализ взаимоотношений между тектоническими фазами и связанными с ними знакопеременными вращениями Донецкого мегаблока позволило выдвинуть те-

зис об усилении и демпфировании тектонических напряжений для тектонических фаз, соответственно, в режимах левосдвиговой и правосдвиговой активизации [19]. Другими словами, неадекватность реакции вращения Донецкого мегаблока связана с особенностью его геометрии в виде параллелограмма, при которой ему энергетически выгоднее входить в режим левого вращения, нежели правого. При одинаковых углах поворота мегаблока по ходу и против часовой стрелки, степень сокращения разреза в направлении перпендикулярном вектору сжатия, во втором случае значительно больше, чем в первом (рис. 5, з). Для формирования основных складок общедонецкого направления и связанного с этим сокращения разреза (степени сжатия слоев) в СВ-ЮЗ направлении, составляющего для Донбасса 0,873, достаточно левого поворота мегаблока на угол 5–6°.

Построенная схема главных тектонических единиц южной части ВЕП и пояса Тетиса (рис. 1) позволяет рассматривать Подмосковный бассейн, Донбасс и Лабино-Малкинскую зону как структуры, сосредоточенные в пределах единого пояса трансформированных линеаментов. Проникновение этого пояса в пределы Скифской плиты, по всей вероятности указывает на принадлежность ее кристаллического фундамента к ВЕП. Выраженность линеаментного пояса в области развития пояса Тетиса позволяет рассматривать его на этом участке в качестве относительно молодой структуры, развившейся на продолжении древнего палеопротерозойского пояса ВЕП в область коллизионных структур Тетиса вплоть до границ с Аравийской плитой. Придерживаясь этой модели, и применяя механизм знакопеременных челночных вращений для Лабино-Малкинской зоны, представляется возможным объяснить многие сходные черты ее тектонической эволюции с Донбассом. Речь идет о синхронизации ряда фаз тектоники и углеобразования [5,15,20], наличии сходных по простиранию, хотя и разных по интенсивности, поперечных воздыманий для этих районов [8,15,20], теснейшей связи герцинского преимущественно левосдвигового режима активизации в зонах «контрастного сочленения» [8] Донбасса и Приазовья [22], с одной стороны, и Лабино-Малкинской зоны и Большого Кавказа [11], с другой стороны. Рассматривая, по аналогии, возможность вращения «обособленного» Крымского мегаблока, образованного на пересечении линеаментных структур различной ориентировки, и принимая во внимание его зеркально обращенную по отношению к мегаблокам Донбасса и Лабино-Малкинской зоны геометрию, возможно объяснить противофазные режимы деформации в пределах Крыма и отмеченных выше структур. Кроме того, режим правого вращения Крымского мегаблока (см. рис. 1), вызванный сходным с неотектоническим направлением внешнего активного сжатия, мог привести к формированию асимметричного, уходящего в бассейн Черного моря, антиклинория Горного Крыма и складчатых структур Керченского полуострова.

Библиографический список.

1. Панов Б.С. Глубинные разломы и минерагения линеамента Карпинского с позиций синергетического анализа. — Киев: Препринт ИГМП АН Украины, 1994. — 74 с.
2. Pichenko T. Dniepr-Donets Rift: deep structure and evolution from DSS profiling // *Tectonophysics*. — 1996. — V268. — P. 83–98.
3. Кутас Р.И., Пашкевич И.К. Геотермическая и магнитная модели земной коры Донбасса (тектонический анализ совместно с данными ГСЗ) // *Геоф. журн.*, 2000. — №4. — С.21–36.
4. Izart A., Briand C., Vaslet D., Vachard D., Coquel R., Maslo A. Stratigraphy and sequence stratigraphy of the Moscovian in the Donets basin // *Tectonophysics*. — 1996. — V268. — P.189–210.
5. Белоконов В.Г. О глубинном источнике энергии углеобразования формации Донецкого бассейна // *Геол. журн.*, 1981. — № 6. — С.88–99.

6. Соллогуб В.Б., Бородулин М.И., Чекунов А.В. Глубинная структура Донбасса и сопредельных регионов // Геол. журн., 1977. — № 2. — С.23–31.
7. de Boorder H., Van Beek A.J.J., Dijkstra A.H., Galetsky L.S., Koldewe G., Panov B.S. Crustal architecture of the Donets Basin: tectonic implications for diamond and mercury — antimony mineralization // Tectonophysics. — 1996. — V. 268. — P.293–309.
8. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. — М.: Недра. — 1978. — 176 с.
9. Усков М.В. Структура допалеозойского фундамента восточной части Северного Донбасса // Геология и разведка угольных месторождений. — М.: Недра, 1971. — С.45–52.
10. Погребнов Н.Н. Опыт использования космических снимков для анализа геологического строения Восточного Донбасса. // Методы изучения тектоники угольных месторождений в процессе разведки и эксплуатации. — М.:Недра, 1981. — С.67–72.
11. Геология Большого Кавказа / Под ред. Г.Д. Аджирея. — М.: Недра. — 1976. — 263с.
12. Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries of the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. — 1996. — V268. — P. 1–21.
13. Chernyshov N.M., Nenakhov V.M., Lebedev I.P., Strik Yu.N. A model of geodynamic history of the Voronezh Massif in the Early Precambrian // Geotectonics. — 1997. — V31. — P.186–194.
14. Левенштейн М.Л., Лагутина В.В., Каминский В.В. Комплект карт мощности и строения угольных пластов среднего карбона Донецкого каменноугольного бассейна. Масштаб 1:500000. — Киев: Центр. тем. экспедиция, 1991. — 100 с.
15. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. — Т.1. — 1201 с.
16. Чекунов А.В. О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена // Геол. журн., 1976. — № 1. — С.119–123.
17. Михайлова Н.П., Орлова М.И. Девонский палеомагнитный полюс и его значение для тектонической интерпретации (Донбасс) // Геоф. журн., 1996. — №6. — С.45–57.
18. Привалов В.А. Вращение блоков и сценарий тектонической эволюции Донецкого бассейна // Геология і геохімія горючих копалин, 1998. — №4. — С.142–158.
19. Привалов В.А., Панова Е.А., Азаров Н.Я. Тектонические фазы в Донецком бассейне: пространственно-временная локализация и характер проявления // Геология і геохімія горючих копалин, 1998. — №4. — С. 11–18.
20. Погребнов Н.И. История тектонических движений и осадконакопления в восточной части Большого Донбасса // Геология и разведка угольных месторождений. — М.: Недра, 1971. — С.15–24.
21. Нагорный Ю.Н., Нагорный В.Н. Генезис складок Донецкого бассейна // Геол. журн., 1987. — №5. — С.43–47.
22. Корчемагин В.А., Рябоштан Ю.С. Тектоника и поля напряжений Донбасса // Поля напряжений и деформаций в земной коре. — М.: Наука, 1987. — С.164–170.
23. Белоконь В.Г. Глубинное строение Донбасса // Геол. журн., 1975. — № 5. — С.11–25.

© Привалов В.А., 2001

УДК 552. 321.6 (477.64)

ПОПОВЧЕНКО С.Е., ШУКАЙЛО Л.Г. (ЦАТИ НГА Украины)

О ФОРМАЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ УЛЬТРАБАЗИТОВ КАПИТАНОВСКОГО МАССИВА (СРЕДНЕЕ ПОБУЖЬЕ)

По результатам детального минералого-петрографического изучения пород и строения Капитановского массива обосновывается карбонатитовая природа кальцифиров. Рассматриваются условия формирования, определяется формационно-генетическая принадлежность ультрабазитов массива.

В Среднем Побужье распространены массивы ультрабазитов, которые приурочены к глубинным разломам, сопровождающим Голованевскую шовную зону на границе мегаблоков Украинского щита [1]. Массивы имеют плитообразную, реже