

УДК 551.24

Канд. геол.-мин. наук ПРИВАЛОВ В.А. (ДонНТУ), канд. геол.-мин. наук ЖИКА-ЛЯК Н.В. (ГРГП Донецкгеология)

ТЕКТОНИКА И ФЛЮИДНЫЕ ИМПУЛЬСЫ В ЗОНЕ ЮЖНО-ДОНЕЦКОГО ГРАБЕНА

Несмотря на почти что эталонную изученность верхних горизонтов Донбасса, многие вопросы, связанные с геотектонической природой бассейна, геодинамическими сценариями его формирования, динамикой седименто- и литогенеза, закономерностями пространственно-временной локализации центров магматизма и рудогенеза трактуются неоднозначно. Многообразие точек зрения объективно способствует исключительная специфика Донбасса, контрастно проявляющегося на фоне сопредельных структур практически на любых картах геолого-геофизического профиля. В настоящей публикации отмеченная выше проблематика, рассматривается на основе анализа фактического геологического материала, новых данных изотопного определения возраста изверженных пород и тектонофизических реконструкций в пределах южной окраины бассейна. Именно здесь, в зоне сочленения Донецкого бассейна и выступа Приазовского кристаллического массива получил развитие Южно-Донецкий грабен, который не только контролирует полосу компактного выхода до- и синрифтовых отложений девонской системы, но и включает в себе массивную толщу пострифтовой турнейско-ранневизейской карбонатной формации.

Данные ГСЗ [1] показывают, что относительно узкая субширотная отрицательная структура в форме грабена «вложена» в область структурного шва, известного как Южно-Донбасский глубинный разлом. В процессе тектонической эволюции область Южно-Донецкого грабена испытывала огромные тектонические нагрузки в пространстве между Южно-Волновахским (Васильевским) и Северо-Волновахским разрывами, что привело к фрагментации когда-то монолитных плоскостей смещения разрывов и разделению пространства прогиба на отдельные блоки с чередующимися горстовидными поднятиями и грабенообразными впадинами. Напряженная тектоническая обстановка, обусловленная активными внешними напряжениями, особым структурным положением зоны грабена и секториализацией внутриграбеновых структур периодически вызывала здесь не только разнообразные деформационные эффекты, но и оказали влияние на режимы формирования вулканогенно-осадочных систем и флюидных импульсов. Фактически в пределах именно этого структурного элемента расположены все известные центры синрифтового основного эффузивного магматизма в Донбассе и сосредоточены проявления син- и постинверсинных магматических комплексов.

История развития взглядов на положение этой области в структуре Донецкого бассейна и ее основные этапы развития связана с именами А.А.Богданова, Ю.М.Пушаровского, А.П.Ротая, Г.О.Макухиной, Б.С.Панова, Н.В.Бутурлинова, И.А.Майдановича, В.А.Корчемагина.

В нашей модели геодинамической эволюции Донецкого бассейна [2, 3], мы рассматриваем Донбасс как подвижный тектонический блок, близкий к параллелограмму, который расположен на пересечении раннепротерозойского складчатого пояса ССЗ ориентировки, ограниченного Мариупольско-Курским (МК) и Липецко-Константиновским линеаментами (ЛК), и более молодого Днепровско-Донецкого палеорифта девонского заложения (рис. 1, а). Будучи по существу «обособленным» блоком в пределах протяженной рифтовой структуры, Донбасс обладал гораздо

большей мобильностью, по сравнению со смежными по палеорифту секторами, одним из проявлений которой явилась его способность к челночным знакопеременным вращениям. Этот компенсационный механизм разрядки напряжений, следовал за сдвиговой активизацией краевых Южного и Северного Донбасских разломов, дальнейшее движение по которым блокировалось МК и ЛК линеаментами. Интенсивность вращения, по-видимому, контролировалась не только абсолютными величинами внешних плитотектонических напряжений, но и резкими переходами от условий растяжения к сжатию.

В центральной части Донецкого бассейна расположена принципиальная дислокационная зона (ПДЗ), состоящая из серии кулисообразных разрывов, расположенных под фрагментами Осевого (в зоне современной Главной антиклинали) и Персияновского разрывов (рис. 1, а). В местах эшелонированного примыкания фрагментов Осевого (в зоне современной Главной антиклинали) и Персияновского разрывов (рис. 1, а). В местах эшелонированного примыкания фрагментов глубинных сдвигов в пределах ПДЗ возникают пулл-апараты (РА1...РА5), функционирующие как присдвиговые бассейны растяжения или сжатия и контролируемые, соответственно, темпы формирования бассейна или же последующие инверсионные процессы (рис. 1, б).

Предвестники формирования основных разрывов, входящих в систему Южно-Донбасского грабена появлялись еще в докембрии и раннем палеозое. Это косвенно фиксируется по наличию зон изменений в докембрийских породах, не затрагивающих палеозойские образования (например, в области Южно-Волновахского разрыва), а также датировкам импульсов магматизма по дайкам диабазов, диабазовых порфиритов и лампрофиров общедонецкого ЗСЗ направления в районе с. Морвино 845–955 млн. лет и 540–580 млн. лет. Примечательно, что образец кимберлита, отобранный нами из Новоласпинской трубки (скважина 293/16, образец N6) по данным определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в лаборатории изотопной геохимии Свободного университета г. Амстердама под руководством Я. Вейбранса (Нидерланды) имеет возраст 558 ± 12 млн. лет.

Формирование собственно Южно-Донецкого грабенообразного прогиба следует связывать с эйфельским временем, когда вдоль зоны МК линеамента произошел левосторонний сдвиг, в результате чего в секторе А1 (рис. 1, а) возникли локальные условия растяжения, благоприятные для формирования локального бассейна седиментации. Такой режим активизации МК линеамента как левого сдвига являлась следствием СВ-ЮЗ или ССВ-ЮЮЗ активного растяжения, о большой вероятности существования которого свидетельствуют простирающие структуры Приазовского интрузивного комплекса в СЗ-ЮЗ румбах щелочно-ультраосновных и габброидных пород (380–390 млн. лет) [4], а также тектонофизические реконструкции в пределах Донбасса для этого временного интервала [5]. Транстензионный режим (растяжение со сдвигом) этого временного интервала, по-видимому, характеризовался периодическим усилением абсолютной величины вектора сжатия, т.е. переходами в транспрессионный режим (сжатие со сдвигом).

Активное сжатие привело к формированию Осевого (в зоне современной Главной антиклинали) и группы поперечных глубинных проторазрывов (например, современных Донецко-Кадиевского и Еланчик-Ровенецкого) как сопряженных сколов Риделя. Левосторонние смещения по поперечным сдвигам повлекли за собой дробление Южного и Северного Донбасского [6] краевых разломов грабена с шарнирным поворотом отдельных сегментов фрагментированных разломов по часовой стрелке (рис 1, в). В нашей геодинамической модели, сочетание срединного разрыва

в осевой части Южно-Донецкого грабена и фрагментов Южно-Донецкого глубинного разлома (рис. 1, *г*) привели к секторному делению территории исследований.

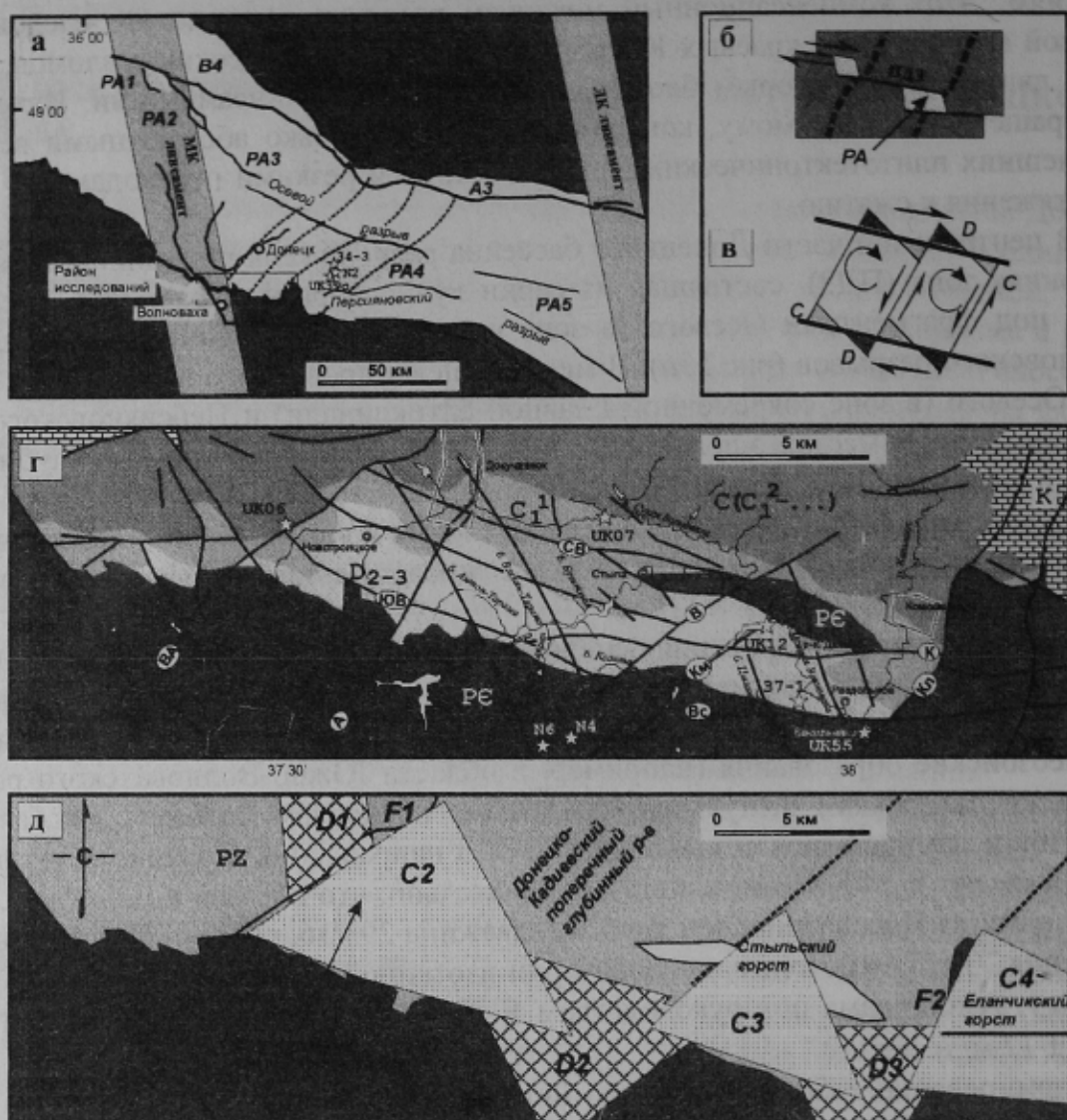


Рис. 1. Элементы тектонического строения Донецкого бассейна: *а* — схема, иллюстрирующая геоструктурную позицию и положение принципиальной дислокационной зоны (ПДЗ) в Донбассе; *б* — модель формирования присдвиговых бассейнов растяжения в секторах группы *РА* в условиях правосдвиговой активизации ПДЗ; *в* — модель формирования секторов локального сжатия (*D*) — растяжения (*C*) в результате левых сдвигов по поперечным глубинным разрывам в условиях правосдвиговой активизации ПДЗ; *г* — схема тектонических нарушений в зоне Южно-Донецкого грабена (*РС* — докембрийские гранитоиды, *D₂₋₃* — девонские терригенно-эффузивные отложения, *C₁¹* — турнейские и ранневизейские известняки и доломиты, *C* (*C₁²* - ...) — угленосные терригенно-карбонатные отложения карбона, начиная с поздневизейского времени, *К* — верхнемеловые отложения); *д* — схема секториальной тектоники в зоне Южно-Донецкого грабена (наименования секторов показаны курсивом). Разрывы: *СВ* — Северо-Волновахский, *ЮВ* — Южно-Волновахский, *К* — Комсомольский, *Вс* — Васильевский, *ВА* — Велико-Анадольский, *А* — Александринский, *В* — Викторовский, *Км* — Камышевахский, *Кл* — Кальмиуский

Уже во время накопления осадков николаевской свиты в области Южно-Донецкого прогиба были выражены структурно и палеогеоморфологически цепочки

систем грабенов *C2, C3, C4* и горстов *D2, D3, D4* (рис. 1, *д*). На их фоне осадконакопление в пределах отрицательной структуры Южно-Донбасского грабена, было неравномерным и даже прерывистым. В основании свиты на размытой поверхности докембрия лежит до 15 м переотложенных разрушенных кристаллических пород дресвяного облика, переходящих в разнозернистые, местами кварцитовидные песчаники (район Стыльского карьера на юго-восточной окраине с. Стыла) или же грубые аркозовые песчаники (до 40 м) с линзами конгломератов (с. Николаевка).

Доказательством того, что обломочные породы николаевской свиты (*D₂ nk*) образовались за счет переноса и переотложения продуктов разрушения гранитоидов кристаллического фундамента (*PR*) служат близкие фоновые содержания ряда химических элементов *D₂ nk (г/т)/PR(г/т)* (*Cu=25/10; Pb=15/15; Co=7/9; Cr=30/22; V=20/45; Zr=160/150*). Косая слоистость песчаников, линзовидное залегание конгломератов (правый берег р. Мокрая Волноваха напротив устья б. Антон-Тарама) указывает на субаквальное формирование этих отложений в условиях водных потоков. Исключительная свежесть красных и розовых полевых шпатов в плохо-окатанных обломках свидетельствует о быстроте процессов разрушения кристаллических пород и захоронения продуктов дезинтеграции, что характерно для пиковых проявлений фаз тектогенеза.

К западу от с. Ольгинка и Велико-Анадольского разрыва, который служит западным ограничением сектора *A1*, отложения николаевской свиты отсутствуют. Осадки николаевской свиты практически не отлагались в секторах, находившихся в условиях локального сжатия и испытывавших подъем (*D3, D4* и осевая часть *D2*). В пределах секторов локального растяжения (*C2, C3, C4*) выше по разрезу песчано-конгломератовые слои сменяются терригенно-карбонатными лагунными отложениями (10–60 м), переходящими в фации мелкого моря (известняки и известняковые брекчии мощностью до 230 м). Именно здесь, (например, площадь в районе Александринской антиклинали, развивающаяся в сторону с. Богдановка и южнее с. Новотроицкое) в виде изолированных пятен выделяются участки со значительным количеством пелитовых и карбонатных пород, в разрезах которых обнаружены остатки фораминифер *Morawammia segmentata Pokorny*, руководящей формы для живетского яруса.

Продолжавшая нарастать интенсивность локального растяжения в отмеченных выше секторах привела к глубинной генерации, оттоку и подъему щелочных базальтоидных расплавов по разрывам глубокого заложения с последующими подводными излияниями и формированием покровов основных эффузивов (лимбургитов) и их пирокластолитов. В частности, к юго-западу от г. Докучаевска (сектор *C2*), под маломощным верхним девоном вскрыты мелкопузыристые и стекловатые оливинсодержащие эффузивные породы. Эффузивная постройка, коррелятная по возрасту верхам николаевской свиты и перекрытая нижнекаменноугольными породами, образует в пределах Стыльского горста (сектор *C3*) тело мощностью до 200 м.

На границе среднего и позднего девона произошла перестройка полей напряжений: ось растяжения заняла ССВ-ЮЮЗ положение, поперечное оси рифта. На участке Донбасса активный рифтогенез сопровождался реорганизацией структурного облика Донецкого мегаблока в форме левого вращения, интенсивность которого по палеомагнитным данным оценивается в десятки градусов [7]. В результате смены положения активной тектодинамической оси растяжения Донецко-Кадиевский и Еланчик-Ровенецкий поперечные разрывы изменили знак сдвиговой подвижки и были реверсивно активизированы как правосторонние сдвиги. Как следствие, произошла инверсия напряженного состояния в секторах групп *C* и *D*. В результате трансля-

ционных движений, которые в условиях растяжения предшествовали сдвиговым и ротационным деформациям, границы секторов, как бы раздваиваются в плане и представлены двумя или более сместителями, имеющими общие корни в кристаллическом фундаменте (например, Камышевахский и Викторовский разрыв СВ простирания; две ветви СЗ простирания фрагмента Южно-Донбасского глубинного разлома вдоль долины р. Мокрая Волноваха). По существу, разрывы СЗ простирания представляли собой шарнирные дизъюнктивные дислокации, которые были морфологически выражены на участках примыкания к секторам группы *C* (с северо-востока) как взбросы, а к секторам группы *D* (с юго-запада) как нормальные сбросы.

Становясь областями растяжения, секторы *D2* и *D3* и, по-видимому, *D1* (здесь по данным магнитометрии находится протяженное поле девонских межпластовых интрузий) контролируют локализацию центров вулканизма трещинного и взрывного типа, возникших на границе среднего-позднего девона. Продукты извержения в виде базальтовых покровов и туфобрекчий антон-тарамской свиты известны в указанных секторах. Излияния лавы основного состава были рекуррентными и начинались с палеоэкссплозионных вспышек, о чем свидетельствует до 25–30 туфовых прослоев, установленных по результатам бурения скважин. Вулканические аппараты центрального типа пространственно тяготеют к границам секторов и, в частности, установлены в зоне разрывов СЗ простирания, следующих параллельно долине р. Мокрая Волноваха по западной периферии сектора *D3*: 1) в 3 км от устья р. Камышеваха; 2) в б. Цыганка; 3) к северо-западу от с. Раздольное. Другая серия вулканических аппаратов центрального типа расположена в контуре зоны разрывов СЗ простирания в пространстве между балками Антон-Тарама и Бузиновая по западной периферии сектора *D2* и включает в себе вулканические постройки: 1) у слияния б. Василь-Тарама и р. Мокрая Волноваха; 2) в районе скалистого холма Маф-Хая в 400 м от слияния б. Бузиновая и р. Мокрая Волноваха; 3) к северу от с. Петровское. Среди эффузивных образований антон-тарамской свиты встречаются крутопадающие вулканокластические дайки, содержащие наряду с основными эффузивами обломочный материал подстилающих отложений, в том числе пироксенитов, габбро-пироксенитов и габбро-диабазов Приазовского интрузивного комплекса.

В секторе *D2* эффузивному магматизму франско-фаменского времени предшествует щелочно-базальтоидный вулканизм кимберлитовой ассоциации, сосредоточенный в пределах Петровско-Новоласпинского кластера взрывных даек и трубок.

Интенсивная вулканическая деятельность привела к тому, что в периферийных областях секторов локального растяжения *D2*, *D3* и *D4* (Покрово-Киреевский грабен в составе Еланчикского горста) сформировались выраженные в рельефе вулканические гряды. Потоки лавы, минуя возвышенные участки в секторах локального сжатия группы *C* устремились в направлении понижений в рельефе, положение которых, с одной стороны, контролировались секторами локального растяжения группы *D*, а, с другой стороны, долинными участками в зоне Южно-Волновахского разрыва, ограничивающего Южно-Донбасский грабен с юга. Под действием больших масс накопившихся эффузивов секторы группы *D* продолжали проседать, вовлекая за собой соседние участки, даже после ремиссии щелочно-базальтоидного вулканизма. В условиях неустойчивого климатического режима с чередованием холодных семиаридных и умеренно гумидных интервалов, о чем свидетельствует неравномерное распределение в толще долгинской терригенной свиты среди продуктов, преимущественно, физического выветривания растительных остатков с прослоями обильной флоры археоптерисов и псилофитов, выступающие в рельефе вулканические постройки подверглись склоновой денудации. Продукты дезинтеграции удаля-

лись процессами плоскостного, ручейкового и руслового смыва и переотлагались в областях структурных понижений. Комплекс ихтиофауны и палеоботанические данные [9] позволяет отнести преимущественно аллювиальные и флювиальные отложения долгинской свиты (конгломераты, гравелиты, вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты) к франскому ярусу, а разная степень зернистости и сортированности кластического материала констатировать изменчивый гидродинамический режим в условиях прерывистого процесса педипланации.

По геохимическим особенностям терригенная долгинская свита аналогична антон-тарамской свите и слагающие ее породы имеют характерную бурую и вишнево-бурую окраску. Дополнительными источниками сноса являлись поднятия в районе секторов *C2* (Новотроицкий горст), *C3* (Стыльский горст), *C4* (Еланчикский горст), поставляющие как обломки основных эффузивов, коррелятных по возрасту николаевской свите, так и докембрийских гранитоидов. Постепенно в процессе педиментирования подножий вулканических гряд и разрушения возвышенных педиленов, денудационно-гипергенные забои у подножий склонов достигают области развития сбросов *C3* простираения, где за счет селективной эрозии закладываются речные долины. Об этом свидетельствуют замеры кривой слоистости (азимуты падения 290–320°).

По мере нивелировки выраженных в рельефе вулканогенных образований антон-тарамской свиты основные денудационные акценты смещаются в область горстовидных поднятий в секторах локального сжатия групп *C*, которые и являются основными областями питания для переслаивающихся преимущественно сероцветных аргиллитов, алевролитов, гравелитов, песчаников с туфогенной составляющей и прослоями пепловых туфов раздольненской свиты фаменского возраста. Естественные выходы обнажений свиты известны по р. Мокрая Волноваха около рудника «Дальний» и севернее в окрестностях с. Стыла. На большей части площади Южно-Донбасского грабена отложения раздольненской свиты вскрыты сважинами, однако в районе Стыльского горста (сектор *C3*) и на отдельных участках Новотроицкой горст-антиклинали (сектор *C2*) полностью отсутствуют. Кроме фаций русел и долин рек, в раздольненской свите выделяются смешанные фации пролювия и половодий в виде удлиненных полос следовавших параллельно выраженным в палеорельефе поднятиям.

В позднефаменское время, в секторах растяжения *D2* (холм Маф-Хая, Камышевахская зона) и *D4* (Покрово-Киреевский грабен) отмечаются импульсы трещинного магматизма: формируются дайки кварцевых порфиров и субвулканические тела щелочных пород.

На границе девона и карбона происходит новая реорганизация структурного облика Донецкого бассейна. Принципиальная дислокационная зона (ПДЗ) активизируется в режиме правого сдвига (см. рис. 1, б). Пулл-аппарты *PA* функционируют как присдвиговые ванны растяжения, что приводит к ускорению темпов осадконакопления. В результате слабого правого вращения мегаблока Донбасса сектор *A1* оказывается в целом в условиях локального растяжения, что приводит к смене регрессивных тенденций верхнего девона на режим четко выраженной раннекарбоновой трансгрессии. В основании свиты C_1^1 залегает базальный горизонт мощностью от первых дециметров до 25 м (рудник Дальний), представленный чередованием терригенных и карбонатных пород с перемытыми обломками пород раздольненской свиты. Начавшаяся еще в самых верхах фаменского времени и проявившаяся наиболее активно в турне-раннем виле трансгрессия была столь интенсивной, что морская толща карбонатных осадков (известняков, доломитов) перекрыла даже возникшие в верхнеде-

вонское время и сохранившиеся до настоящего времени горстовидные поднятия в секторах группы С.

Следующий важный этап в развитии Южно-Донбасского грабена необходимо связывать с резким переходом от морской карбонатной к субконтинентальной терригенной угленосной формации (предпоздневизейская фаза). ПДЗ активизируется в реверсивном, по отношению турнейско-ранневизейскому времени, левосдвиговом режиме: секторы локального сжатия группы РА испытывают пульсирующие вздымания, наложенные на режим общих нисходящих движений в пределах территории бассейна. Картина распределения локальных секторов сжатия-растяжения в поздневизейское время в пределах Южно-Донбасского грабена напоминает позднедевонской интервал. Секторы группы С испытывают локальное сжатие и подъем. В результате еще недостаточно компетентные верхние слои пластичных карбонатных пород свиты C_1^1 отрываются от более устойчивых нижележащих слоев и сползают под действием силы тяжести, формируя дисгармоничные складки различных длин волн и радиусов кривизны (дециметры — десятки метров), которые задокументированы в Западном, Центральном и Восточном карьерах Докучаевского флюсодоломитного комбината (сектор С2). Обстановку подъема подтверждают залегающие выше по разрезу терригено-карбонатная толща свиты C_1^2 с прослоями, линзами и отдельными включениями сапропелевых углей. В отложениях этой свиты описанная выше складчатость отсутствует.

В зоне Южно-Донецкого грабена активно проявились процессы, связанные с инверсией бассейна и складкообразованием. В процессе полевых исследований в рамках международного проекта INTAS 97-0743 (1998–2001 гг.) нами совместно с коллегами из ИГН НАН Украины (А. Кичка), Нидерландов (А. Санто, А. Брем) и Франции (Ф. Шало-Пра), были отобраны образцы магматических пород из зоны Южно-Донецкого грабена и прилегающих территорий. В лаборатории изотопной геохимии Свободного университета г. Амстердама П. Александр (Канада) под руководством Я. Вейбранса (Нидерланды) выполнил исследования по определению изотопного возраста с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода абсолютной геохронологии. Авторы выражают признательность П. Александру за предоставленные результаты исследований, систематизированные на рис. 2. Их анализ показывает, что в пределах Южно-Донецкого грабена зафиксировано, по крайней мере, три флюидных импульса.

После периода раннепермского СВ (ЮЗ) растяжения, которое ослабило давление на ограничивающие рифт разрывы и подготовило благоприятные условия для вращения, на границе ранней и поздней перми (уральская фаза герцинского цикла) территории Донбасса достигли компрессионные напряжения СВ (ЮЗ) ориентировки. Значительно усилившись за счет левого вращения Донецкого мегаблока, последовавшего за левосдвиговой активизацией краевых разломов, они вызвали подъем и интенсивные взбросовые перемещения в пределах сектора А1, инициировали реверсивные подвижки по плоскостям сбросов с формированием надвигов в секторе А3, создали условия для инверсии и асимметричного подъема бассейна, дальнейшего сокращения поперечного размера осадочной призмы в пространстве между секторами А1 и А3 и формирования складок общедонецкой ЗСЗ-ВЮВ ориентировки.

Таким образом, накануне или синхронно со складчатостью [9] происходит внедрение интрузивных тел Южно-Донбасского раннеорогенного интрузивного комплекса [4] по юго-западной периферии Донецко-Кадиевского поперечного глубинного разлома в месте сочленения последнего с зоной МК линеамента и системы грабенообразных депрессий, разделяющих Новотроицкую горст-антиклиналь, Стыльский и Еланчикский горсты. Щелочная базальтоидная магма этого комплекса

генерировалась, дифференцировалась и контаминировалась коровым веществом в условиях сжатия в промежуточном очаге [4], откуда инъекционно внедрялась на верхние горизонты в контур относительно небольших по площади секторов локального растяжения, преимущественно в форме силлов.

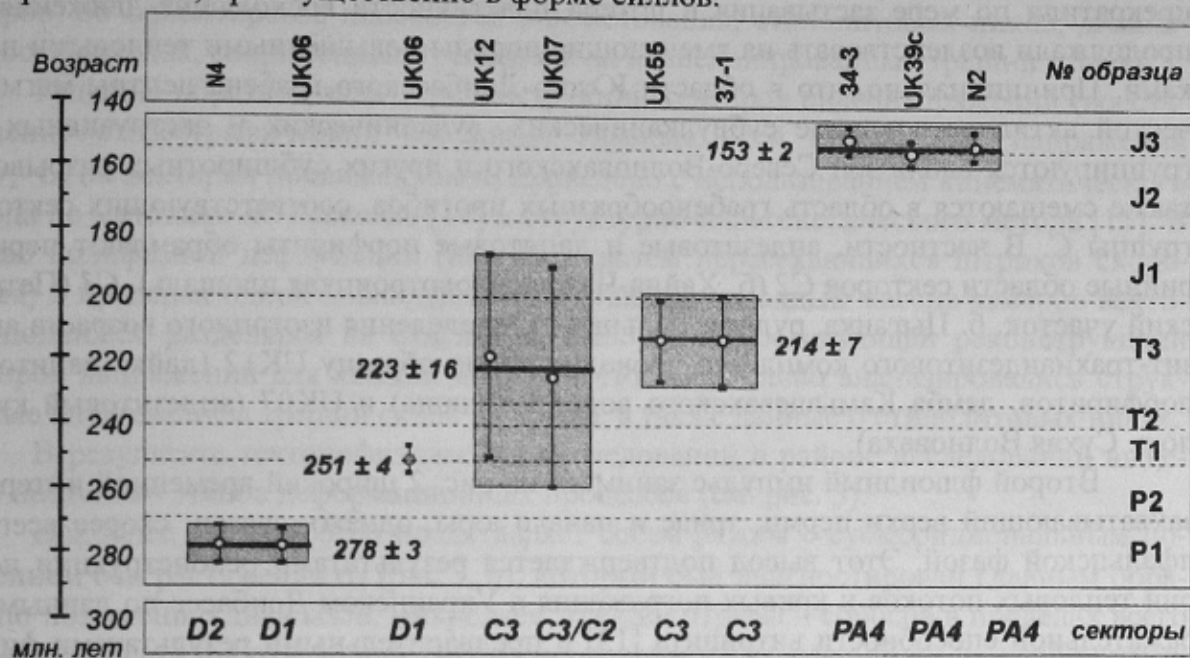


Рис. 2. Результаты определения изотопного возраста магматических пород из зоны Южно-Донецкого грабена (секторы групп D и C) и прилегающих территорий (сектор PA4, Амвросиевский район) помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода

В наших исследованиях образец трахидолерита UK06 (карьер к западу от п. Новотроицкое, датировка по амфиболу) и образец лампроита N4 (скважина 430/2, Приазовский кристаллический массив, датировка по биотиту) показали раннепермский (сакмарский) возраст магматической активизации. Датировка образца UK06 по плагиоклазу указывает на более молодой позднепермский возраст.

Следующий этап магматической активизации в Донбассе связан с пфальцской фазой герцинского тектонического цикла (граница перми-триаса). В этот временной интервал как отклик на постколлизивное растяжение в Уральском регионе [10], происходит переиндексация векторов главных нормальных напряжений. В ССВ-ЮЮЗ направлении, т.е. поперечно простиранию основных донецких складок вектор сжатия сменяется растяжением [2, 3].

Возникают условия для правосдвиговой активизации принципиальной дислокационной зоны (ПДЗ) в пределах центрального комплекса глубинных разрывов с перегруппировкой секторов локального растяжения. Вдоль ПДЗ на уровне кристаллического фундамента начинают «открываться окна» в пределах разномасштабных, однако в целом обширных по площади, бассейнов присдвигового растяжения (пулл-апартов) [2, 3]. Здесь возрастают тепловые потоки, а еще на более глубоких горизонтах в обстановке локализованного растяжения возникают очаги частичного плавления вещества континентальной литосферы, магматические дериваты которых в виде изверженных покровов и субвулканических послонных залежей андезит-трахиандезитового комплекса достигают приповерхностных горизонтов. Невысокое содержание MgO в изверженных породах этого комплекса (1,22...5,0% [3]), по всей вероятности, свидетельствует об относительно пониженных степени частичного

плавления вещества или давлениях глубинных магм согласно критериям, изложенных в работах [11, 12]. Эти обстоятельства затрудняли дифференцированное по скоростям продвижение магм к дневной поверхности, однако, могли способствовать формированию обширных скрытых в палеозойских отложениях интрузий, которые прекратили по мере застывания и потери пластичности восходящие движения, но продолжали воздействовать на вмещающие породы повышенными тепловыми потоками. Принципиально, что в области Южно-Донбасского грабена центры магматической активности в виде субвулканических, вулканических и экструзивных тел группируются вдоль зон Северо-Волновахского и других субширотных разрывов, а также смещаются в область грабенообразных прогибов, соответствующих секторам группы С. В частности, андезитовые и дацитовые порфириды обрамляют периферийные области секторов С2 (б. Хайна-Чахрак, Новотроицкая площадь), С3 (Петровский участок, б. Цыганка, рудник Дальний). Определения изотопного возраста андезит-трахиандезитового комплекса проводились по образцу UK12 (дайка дацитовых порфиридов, дамба Камышевахского водохранилища) и UK07 (андезитовый купол по р. Сухая Волноваха).

Второй флюидный импульс занимает на рис. 2 широкий временной интервал, захватывающий верхи перми, триас и начало юры, однако, связан, скорее всего, с пфальцской фазой. Этот вывод подтверждается результатами реконструкции истории тепловых потоков и кривых погружения в Украинском Донбассе по данным отражательной способности витринита [13] и предварительными результатами фишн-трекового метода, которые фиксируют основное «термальное» событие в диапазоне 240...250 млн. лет.

Третий импульс магматизма, связанный с древнейшими киммерийскими движениями (поздний триас) и выделяется нами впервые. Его принципиальная особенность состоит в том, что исследованные образцы 37-1 (андезитовое межпластовое тело в верховьях б. Долгой) и UK55 (дайка грорудитов среди докембрийских гранитоидов в районе с. Васильевка, левый берег р. Кальмиус) пространственно приурочены к зоне С3 простираения на северо-восточной оконечности сектора С3.

Четвертый флюидный импульс, по-видимому, не получил распространения в Южно-Донецком грабене, однако отчетливо проявился в пределах пулл-апарта PA4 (Амвросиевский район). Именно здесь на левобережье р. Крынка (б. Камышеваха, с. Артемовка) были отобраны образцы мончикитов и диоритов (N2, 34-3, UK39с). Датировка их возраста, по данным изотопных исследований, указывает на оксфордское время. На границе средней и поздней юры, вследствие трансрегиональной реорганизации полей напряжений, возникших как отклик на процессы рифтовой пульсации в Северной Атлантике и Арктике и обособления коровых блоков в рифтовой системе Тетиса, в Донбассе опять возникают тектонические условия, сходные с теми, которые существовали во время пфальцской фазы [3]. Судя по концентрации MgO в выдержанных по простираению (15–300) дайках Миуского комплекса лампрофиров (9,77...14,0% [4]), высокопластичная магма под большим давлением инъецировалась в предварительно возникшие трещины растяжения с относительно быстрой разгрузкой гидротерм и стабилизацией локальных тепловых потоков в пределах пучка возникших даек.

В процессе полевых исследований по международному проекту INTAS 97-0743 авторами совместно с А. Санто, А. Бремом, А. Н. Кичкой была собран материал о кинематических индикаторах тектонических нарушений района исследований. Реконструкция палеонапряжений осуществлялась на основе геологических данных, измеренных в докембрийских, девонских породах и нижнекаменноугольных извест-

няках и доломитах в 16 карьерах и группах скальных обнажений в пределах Южно-Донбасского грабена. Исходная информация включала данные замеров 362 элементов микротектонических смещений (зеркал скольжения и векторов тектонических борозд на берегах трещин и сместителях разрывов), а также информацию (более 550 замеров) об ориентировке плоскостей напластования, стилолитовых пиков, диаклазов, осей складок, сопряженных трещин скола и эшелонированных трещин отрыва.

Решение обратной задачи реконструкции тензоров палеонапряжений (восстановление стереографических координат главных осей нормальных напряжений $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ по векторам подвижек) было проведено с использованием кинематического метода по методике Ж. Анжелье [14] и структурно-парагенетического метода [15]. В случае полифазной деформации (наличия систем пересекающихся штрихов скольжения) в пределах одной наблюдательной станции исходный массив замеров векторов подвижек разделялся на отдельные выборки с последующей реконструкцией тензоров напряжений для каждой выборки. Дополнительно анализировались структурные парагенезисы трещин скола и отрыва, а также данные о стилолитовых пиках.

В результате тектонофизических исследований в районе исследований выделено несколько этапов деформационных процессов (см. рис. 3).

Наиболее древний этап представляет собой режим с субмеридиональным положением оси растяжения σ_3 (рис 3, а), который был диагностирован главным образом по положению диаклазов, микродаек, трещин отрыва и сбросов в пределах всего возрастного спектра отложений района исследований от докембрия до карбонатных формаций свиты C_1^1 (турне — ранневизейское время). В районе Николаевки (ТН 11) и Васильевской скалы (ТН 9) были рассчитаны 2 тензора напряжений, которые позволяют говорить о трансензионном режиме деформаций со слабой, местами угасающей, правосдвиговой активизацией зон Северо- и Южно-Волновахских разрывов. Не исключается и возможность проявления на отдельных участках режима, близкого к чистому растяжению. По всей вероятности, зафиксированное поле напряжений является результатом множественных рекуррентно повторяющихся и сходных по деформационному режиму событий, которые происходили в этом районе с момента рифтогенеза в течение всего периода накопления и литификации палеозойских толщ. В частности по модели, предложенной в работе [2], условия растяжения в секторе А1 существовали в среднем девоне, турне — раннем визе, позднем серпухове — раннем башкире, московском и раннепермском временных интервалах. Построение траекторий осей главных нормальных напряжений показывает (рис. 4, а), что наиболее достоверные траектории оси σ_3 представляют собой фрагменты субконцентрических линий, что могло являться результатом последующих вращений отдельных блоков в зоне Южно-Донбасского грабена.

Два других этапа деформаций, представляют собой правосдвиговой (рис. 3, б) и левосдвиговой (рис 3, д) режимы активизации ПДЗ.

В результате решения обратной задачи кинематическим методом и по стилолитам установлено сдвиговое (сектор D2) и взбросо-сдвиговое (сектор D3) поле напряжений с СЗ-ЮВ положением оси сжатия σ_1 . На обнажениях Васильевской скалы (ТН 9), рудника «Дальнего» (ТН 10), в Южном (ТН 40) и Центральных карьерах (ТН 69) Комсомольского рудоуправления, т.е. главным образом на юго-восточной периферии сектора D3, поле напряжений близко к взбросовому (коэффициент Лоде-Надаи $\mu_\sigma = -0,8 \dots -0,4$).

На 8 наблюдательных станциях были зафиксированы сдвиговые поля напряжений с субширотным положением оси сжатия σ_1 (рис 3, в) на участках, примыкающих к

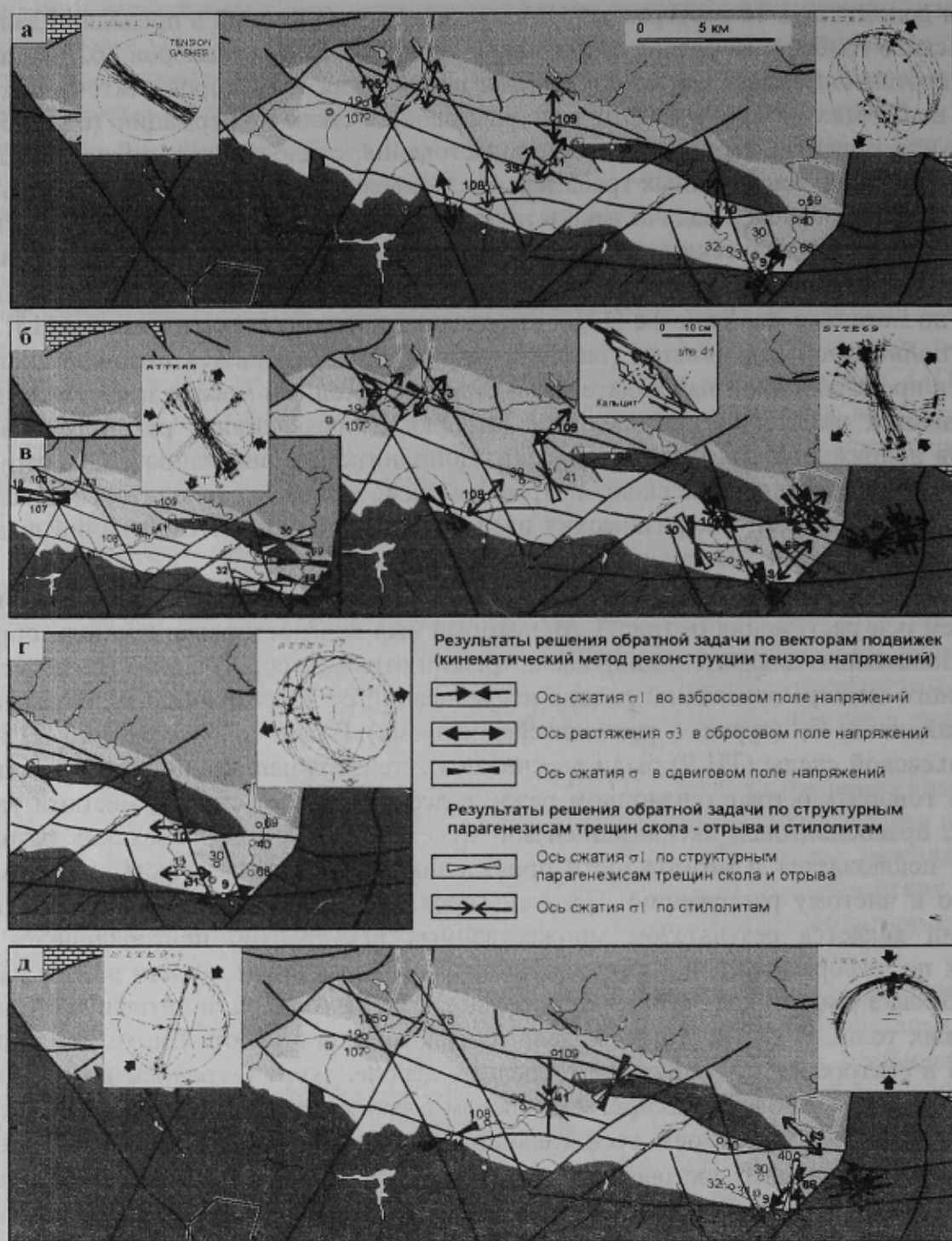


Рис. 3. Основные этапы деформации в зоне Южно-Донецкого грабена. (стереограммы выполнены в проекции Шмидта на нижнюю полусферу; пунктиром показаны плоскости напластования; толстые линии — сместители разрывов, направленные стрелки — векторы подвижек; расчетное положение полюсов главных нормальных напряжений $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ показано соответственно в виде 5-, 4- и 3-лучевых звезд)

поперечным Донецко-Кадиевскому и Еланчик-Ровенецкому глубинным разрывам. По всей вероятности, эти локальные изменения положения оси сжатия связаны с правосторонней активизацией зон поперечных глубинных разрывов, вовлекавшихся в деформационный процесс на региональном уровне, и представляет собой дальнейшее развитие деформаций в поле напряжений с СЗ-ЮВ положением оси сжатия.

Сказанное выше проиллюстрировано на картах траекторий главных нормальных напряжений (рис. 4, б, в). Предполагая возможность дальнейшего правого сдвига по поперечным разрывам, приходим к возможности появления участков локального растяжения на юго-западных рубежах секторов группы *D* и, напротив, участков локального сжатия на северо-западных границах этих же секторов (рис. 4, г). Следует отметить, что как раз такого рода локальные условия растяжения (рис. 3, г) зафиксированы на юго-западе сектора *D4* в виде трещин отрыва и микродаек в отложениях долгинской свиты по б. Долгой (ТН 31), на руднике Дальнем (ТН 10), а также в результате расчета тензора напряжений в районе Васильевской скалы (ТН 9) и прилегающих территорий распространения докембрийских гранитогнейсов и девонских вулканогенных формаций ($\mu_{\sigma}=0,4$).

На 6 наблюдательных станциях района был отмечен сдвиговый режим активизации с СВ-ЮЗ положением оси сжатия σ_1 . На участках Васильевского взброса (ТН 9) и Жоголевского карьера (ТН 69) отмечены поля напряжений, близкие к взбросовым (рис. 3, д). Построение траекторий главных нормальных напряжений (рис. 4, д) показывает, что ось σ_1 испытывает характерные S-образные изгибы с переходом вектора активного сжатия на отдельных участках в субмеридиональное положение, которое могло явиться непосредственной причиной реверсивных взбросовых подвижек по сместителю Васильевского разрыва.

Следует отметить, что отличающиеся по практически субортогональному положению активной тектонодинамической оси сжатия два рассмотренных выше сдвиго-взбросовых режима приводят к принципиально разным планам распространения участков локального растяжения, к которым пространственно тяготеют центры магматизма и вулканической деятельности (см. 4 г и д).

Хронологическая последовательность двух сдвиго-взбросовых режимов не является абсолютно четкой, однако может быть прослежена на наблюдательной станции ТН 68 (Жоголевский карьер), где развивающиеся под действием ВСВ-ЗЮЗ сжатия (σ_1 — 78/14, σ_2 — 344/15, σ_3 — 210/69, $\mu_{\sigma}=0,4$) взбросы, пересекают системы трещин скалывания, которые возникли в условиях сдвигового режима при СЗ-ЮВ положении оси сжатия (σ_1 — 130/11, σ_2 — 331/78, σ_3 — 221/04, $\mu_{\sigma}=0$).

Режим правосдвиговой активизации ПДЗ отмечался в работе [15] еще на доскладчатых этапах развития структуры Главной антиклинали Донбасса. Поэтому, скорее всего, траектории напряжений, восстановленные на рис. 4, б, являются суммарным итогом нескольких тектонических фаз, представлявших собой как относительно слабые тектонические импульсы в доскладчатое время, так и более сильные толчки в поздний орогенный период (пфальцская фаза). Вывод о присутствии правосдвигового по отношению к ПДЗ поля напряжений подтверждается также сходимостью эмпирических закономерностей распространения по площади Южно-Донбассского грабена тел позднеорогенного** андезит-трахиандезитового магматического комплекса с теоретической картиной распределения секторов локального растяжения, представленной на рис. 4, г. Судя по результатам исследований [5, 15, 16], не исключается возможность периодических возвращений положения главных нормальных осей напряжений к сдвиговому полю σ_1 : СЗ-ЮВ и σ_3 : СВ-ЮЗ для ряда тектонических фаз киммерийского и альпийского тектогенеза. Косвенным доказательством существования этого режима на поздних этапах являются кальцитовые жилы (мощность до 1,5 м, азимут простирания 150...160°) с прожилками наложенной полиметаллической минерализации, изученные нами в Каракубском карьере (ТН 30) и Южном карьере (ТН 40), а также недавно вскрытое свинцово-цинковое оруденение в кальцитовых жилах Северного карьера Комсомольского рудоуправления [17].

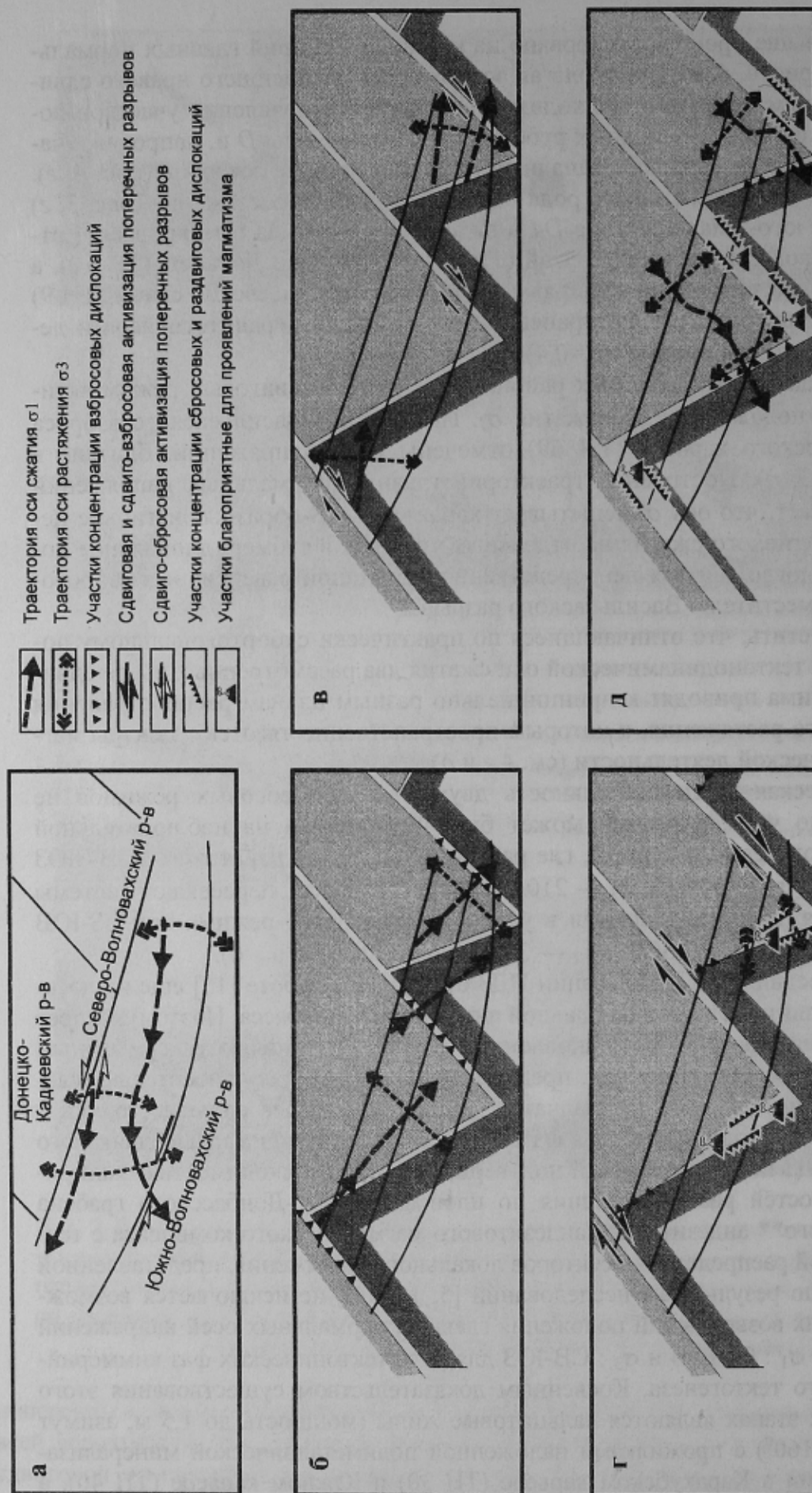


Рис. 4. Траектории главных нормальных напряжений для основных этапов деформации в зоне Южно-Донецкого грабена

Распространение магматитов раннеорогенного этапа* (уральская фаза складчатости) хорошо увязывается с моделью локализации участков растяжения, представленной на рис. 4, з, т. е. при варианте левосдвигового по отношению к ПДЗ поля напряжений.

Таким образом, возрастное соотношение режимов деформации в зоне Южно-Донбасского грабена, представленных на фрагментах рис. 3 и рис. 4 представляет собой следующий ряд событий: $a \rightarrow b \rightarrow d \rightarrow \{b \rightarrow v \rightarrow g^* \rightarrow d^{**}\} \rightarrow b(?)$.

Библиографический список

1. Соллогуб В.Б., Бородулин М.И., Чекунов А.В. Глубинная структура Донбасса и сопредельных регионов // Геол. журн., 1973. — № 2. — С. 15–22.
2. Привалов В.А. Вращение блоков и сценарий тектонической эволюции Донецкого бассейна // Геологія і геохімія горючих копалин, 1998. — № 4. — С. 142–158.
3. Privalov V.A., Zhykalyak M.V., Piskovoy M.A., Panova E.A. Structural setting and principal displacement zone of the Donets basin // Геоф. журн., 2000. — № 4. — С. 119–120.
4. Лазаренко Е.К., Панов Б.С., Груба В.И. Минералогия Донецкого бассейна. — Киев: Наукова думка, 1975. — Ч.1. — 254 с.
5. Корчемагин В.А., Рябоштан Ю.С. Тектоника и поля напряжений Донбасса // Поля напряжений и деформаций в земной коре. — М.: Наука, 1987. — С. 164–170.
6. Привалов В.А., Жикаляк Н.В., Овчаренко В.А., Панова Е.А. Соотношение интенсивности разновозрастных тектонических движений по региональным разрывам северной окраины Донбасса // Мінеральні ресурси України, 2002. — № 2. — С. 21–23.
7. Михайлова Н.П., Орлова М.И. Девонский палеомагнитный полюс и его значение для тектонической интерпретации (Донбасс) // Геоф. журн., 1996. — № 6. — С. 45–57.
8. Кобелев М.В., Панов Б.С., Пермяков В.В. Верхний девон юго-западной окраины Донецкого бассейна // Геол. журн., 1971. — № 4. — С. 67–74.
9. Гордиенко В.В., Усенко О.В. Геосинклиальный процесс на примере герцинской геосинклинали Донбасса // Геоф. журн., 2000. — № 5. — С. 33–38.
10. Иванов К.С. Современная структура Урала - результат послепалеозойского растяжения земной коры // Геология и геофизика, 1998. — №2. — С. 204–210.
11. Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // Contrib. Mineral. Petrol., 1980. — V. 73. — P. 287–310.
12. Falloon T.J., Green D.H., Hatton C.J., Harris K.L. Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kb and application to basalt petrogenesis // J. Petrol., 1988. — V. 29. — P. 1257–1282.
13. Привалов В.А., Саксенхофер Р., Жикаляк Н.В., Писковой М.А., Панова Е.А. Тепловые потоки в геологической истории Донбасса: результаты моделирования // Наукові праці ДонНТУ: Серія гірничо-геологічна, 2001. — Вип. 32. — С. 14–21.
14. Angelier J. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress: A new rapid direct inversion method by analytical means // Geophysical Journal international., 1990. — V. 103. — P. 363–376.
15. Беличенко П.В., Гинтов О.Б., Гордиенко В.В., Корчемагин В.А., Панов Б.С., Павлов И.А., Усенко О.В. Основные этапы развития Ольховатско-Волинцевской антиклинали Донбасса в связи с ее рудоносностью (по тектонофизическим, геотермическим и гравиметрическим данным) // Геоф. журн., 1999. — № 2. — С. 69–84.
16. Корчемагин В.А., Емец В.С. Поля напряжений и структуры тектонических трещин Донбасса // Докл. АН СССР, 1986. — № 5. — С. 1191–1194.
17. Козар Н.А., Стрекозов С.Н., Гребенюк А.Н., Алехин В.И., Панов Б.С. Новые данные о рудоносности Южно-Донбасского глубинного разлома // Наукові праці ДонНТУ: Серія гірничо-геологічна, 2002. — Вип. 54. — С. 99–102.

© Привалов В.А., Жикаляк Н.В., 2003