

КАЙНОЗОЙСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ/ДЕФОРМАЦИЙ ДОНБАССА И ИХ ВЕРОЯТНЫЕ ИСТОЧНИКИ

В работе рассматриваются периодичность, динамика и кинематика недостаточно изученных кайнозойских движений, происходивших в Донецком складчатом сооружении и его окрестностях. Показано, что здесь проявились две самостоятельные кайнозойские орогении: ларамийская фаза раннеальпийской эпохи (конец маастрихта-палеоцен) и позднеальпийская эпоха, условно новейшая (здесь – ранний миоцен-квартер), разделенные тектонической паузой в эоцене-олигоцене. Обе они проходили в целом в обстановке субмеридионального сжатия и субширотного растяжения, но при этом существенно различались как областью своего действия, так и характером структуры. Первая из них больше проявилась непосредственно к западу от Донбасса, где вызвала сжатие диапиров Днепровско-Донецкого авлакогена, вторая – сформировала Донецко-Приазовский новейший мегавал и вызвала правый сдвиг по бортовым разрывам Донбасса (Северодонецкому и Персиановскому). Результаты представленного в работе анализа позволяют связать вторую из них с одновременным орогенезом на Большом Кавказе. Природа умеренных ларамийских подвижек может быть объяснима внутриплитной активизацией Западной и части Восточной Европы в результате коллизии плит в Альпах, Динаридах и Понте и одновременного начала спрединга в Северной Атлантике-Арктике, создавшего встречное давление с севера. Общим результатом действия обоих процессов явились инверсия и сжатие ряда авлакогенов Европы, и в том числе Днепровско-Донецкого.

Ключевые слова: ларамийская и новейшая тектонические эпохи; кайнозойские поля напряжений/деформаций; стресс-режим; горизонтальный сдвиг; коллизия.

Введение

О том, что в складчатом Донбассе и соседних районах Днепровско-Донецкого авлакогена проявились альпийские движения, известно уже давно [Попов, 1963]. Вместе с тем, истинное значение этих движений, их точный возраст и соотношения с более древними, а также породившие их источники напряжений до сих пор остаются предметом дискуссии.

По традиционным представлениям, альпийская активизация надвигов Донецкого складчатого сооружения (внутрикратонного орогена, по современной терминологии, кратко – ДСС) рассматривается как унаследованная от герцинских движений и проявившаяся лишь локально [Нагорный Ю., Нагорный В, 1976; Погребнов и др., 1976; Попов, 1963; Путеводитель..., 1975; Разницын, 1976]. Отметим сразу, что в свете современных мобилистических представлений требует объяснения природа этой унаследованности: действительно ли она связана с затянущимся угасанием герцинских напряжений, как это часто считают (и что кажется сейчас маловероятным), или же – с реакцией податливого к повторному смятию чехла на более поздние альпийские напряжения, идущие из совсем других источников.

С другой стороны, появились работы, где мезозойским и кайнозойским деформациям региона придается гораздо большее и иногда даже решающее значение [Разницын, 1976; Стомба, Стифенсон, 2000; Sobornov, 1995]. Например, в работе [Стомба, Стифенсон, 2000] доказывается, что предтриасовое несогласие на западе складчатого Донбасса и, по соедству, в Днепровско-Донецком авлакогене (ДДА) отражает не столько складчатость, сколько региональную флексуру на

крыле сводового поднятия востока ДДА, которое возникло в перми предположительно над глубинным диапиром. В качестве аргумента приводится также невыраженность каких-либо признаков позднепалеозойского горизонтального сжатия и в самом авлакогене около Донбасса. Принятие постпалеозойского возраста деформаций, по мнению авторов, снимает трудный вопрос об унаследованности герцинских движений: например, влияние киммерийской фазы обосновывается в работе [Стомба, Стифенсон, 2000] близостью к Кряжу Карпинского, где движения соответствующего возраста проявились [Sobornov, 1995]. Отметим все же, что идею о киммерийском возрасте складок нельзя проверить из-за отсутствия триас-юрских отложений на восточном погружении ДСС.

Очевидно, что факт дискуссии о времени смятия домезозойского комплекса региона, хотя она сама по себе далека от темы настоящей статьи, заставляет серьезно отнестись к оценке роли и характера именно альпийского (по нашему мнению, здесь кайнозойского) сжатия. Мы подойдем к исследованию проблемы с трех сторон: 1) обобщение материалов о ритмичности кайнозойских движений, ареалах проявления разновозрастных тектонических эпох и структурном эффекте каждой из них; 2) выяснение пространственно-временных вариаций кайнозойского поля напряжений/деформаций на основе полевых мезотектонических наблюдений и данных анализа регионального структурного рисунка; 3) поиск источников напряжений для каждой из главных эпох, исходя из особенностей региональных плейттектонических обстановок соответствующих периодов времени.

*Ритмичность и ареалы проявления
кайнозойских движений*

Слабая изученность эволюции кайнозойских движений обусловлена не только недостатком обнажений или скважин, но и противоречивым характером поведения самих палеогеновых свит: в одних местах они резко несогласно перекрывают дислоцированные меловые слои, а в других – вовлечены в деформацию вместе с ними. Поэтому в большинстве работ говорится либо о ларамийских, либо даже, более широко, об “альпийских” движениях, без разделения на дробные фазы.

В.С. Попов [Попов, 1963], впервые рассмотревший периодичность позднемеозойско-кайнозойских движений в регионе, выделил три самостоятельные фазы убывающей со временем интенсивности: маастрихт-палеоценовую (унаследованное развитие палеозойских складок и надвигов); олигоцен-среднемиоценовую, или предсарматскую (постумное слабое сжатие) и плиоцен-четвертичную (общее поднятие). Первые две из них были сопоставлены с фазами известного “канона” Штилле – соответственно ларамийской и савской, а третья была названа новейшей.

Представленная Поповым орогеническая шкала региона сохраняет свое принципиальное значение, однако требует уточнения возраста фаз и, следовательно, их наименований. Например, вряд ли точно именуется савской фазой (с возрастом, по Г. Штилле, от позднего олигоцена (хаттский век) до начала миоцена (аквитанский век)) движения с верхним пределом возраста от раннего до среднего миоцена включительно. Сюда скорее попадает штирийская фаза Г. Штилле (кстати, достоверно установленная в соседних Крыму, Предкавказье и Большом Кавказе). Кроме того, общепринятые временные рамки новейшего этапа включают не только плиоцен-квартер, но и весь миоцен, а также олигоцен (а иногда эоцен); иными словами, под это определение попадают и те деформации, которые произошли в фазу, именуемую савской [Попов, 1963].

Поэтому, если исходить из материалов самого В.С. Попова, целесообразнее говорить о проявлении здесь двух орогенических фаз (точнее, эпох) кайнозоя: раннеальпийской (ее ларамийскоя фаза), произошедшей на рубеже маастрихта-раннего эоцена и запечатанной среднеэоценовыми слоями, и позднеальпийской (условно “новейшей”). Сюда можно отнести все движения, происходившие после эоцена, и которые (судя по проявлениям несогласий в соседних районах к востоку от Донбасса, где сохранились более полные разрезы кайнозоя) включают дробный спектр фаз: штирийскую – на границе раннего-среднего миоцена, аттическую (поздний миоцен), роданскую (рубеж плиоцена-квартера) и валахскую (эоплейстоцен). Иными словами, сюда войдут как предсарматские движения (именовавшиеся В.С. Поповым савскими), так и послесарматские (“новейшие”, по Попову).

Параллельно с концепцией фаз развивается представление о непрерывности движений в течение всего кайнозоя [Нагорный Ю., Нагорный В., 1976; Разницын, 1976; Стомба, Стифенсон, 2000]. Однако иллюстрации настоящих структурных несогласий, находящихся в подошве или внутри олигоцена, в цитированных (да и других известных нам) работах не приведены, а фиксируемые их авторами колебания мощности палеогеновых свит объяснимы и как результат заполнения сформированных к началу эоцена неровностей ложа бассейна. Именно такой характер соотношений виден на сейсмических разрезах южного крыла Восточного Донбасса [Макаров и др., 2006] и соседнего Северо-Азовского прогиба [Попков, 2001].

Таким образом, остается считать, что наиболее значимыми для кайнозойской истории Донбасса и соседних платформенных территорий явились только две эпохи складчатости: раннеальпийская, точнее ее ларамийская фаза (рубеж сенона-эоцена), и позднеальпийская, или новейшая (в данном районе – неоген-квартер). Эти эпохи были разделены длительным интервалом относительного покоя в эоцене-олигоцене; кроме того, как будет показано, они не совпадают по ареалам распространения и несколько отличаются структурными результатами.

Районирование Донбасса для кайнозоя показано на рис. 1, геологическая карта региона приведена на рис. 2.

Структуры **позднеальпийской (условно, ларамийской) тектонической эпохи** фиксируются достаточно широко, однако в первоизданном виде, без позднеальпийской переработки, ларамийская складчатость сохранилась только на самом западе складчатого Донбасса, в области его сочленения с несмятой частью ДДА (условно – Изюмско-Краматорская складчатая зона – рис. 1, 3). Палеозойско-триасовые ядра брахиморфных антиклиналей перекрыты здесь бучакской свитой среднего эоцена, хотя местами на них сразу ложатся олигоценные слои полтавской свиты. Поскольку между олигоценом и эоценом углового несогласия нет, ясно, что скользящая подошва эоцен-олигоценового комплекса указывает скорее на приклонение осадков к неровному рельефу, нежели на рост складок. Широкое распространение свит морского палеогена на сводах структур предполагает отсутствие какого-либо длительного поднятия в то время.

Однако позже, в миоцене, рассматриваемая зона складок слегка выступала в рельефе, так как сарматская трансгрессия – наиболее широкая в неогене – проникла только к северу от нее. При этом роста складок в сармате не было, так как сарматские образования нигде не перекрывают с угловым несогласием свиты палеогена: вместе с олигоценом они образуют регрессивную серию единого третичного постскладчатого комплекса

(его трансгрессивную серию составляет средний эоцен). Судя по относительно низкому (не более 200 м) современному рельефу, Изюмско-Крама-

торская складчатая зона испытала лишь умеренную, по сравнению с соседним ДСС, новейшую активизацию.

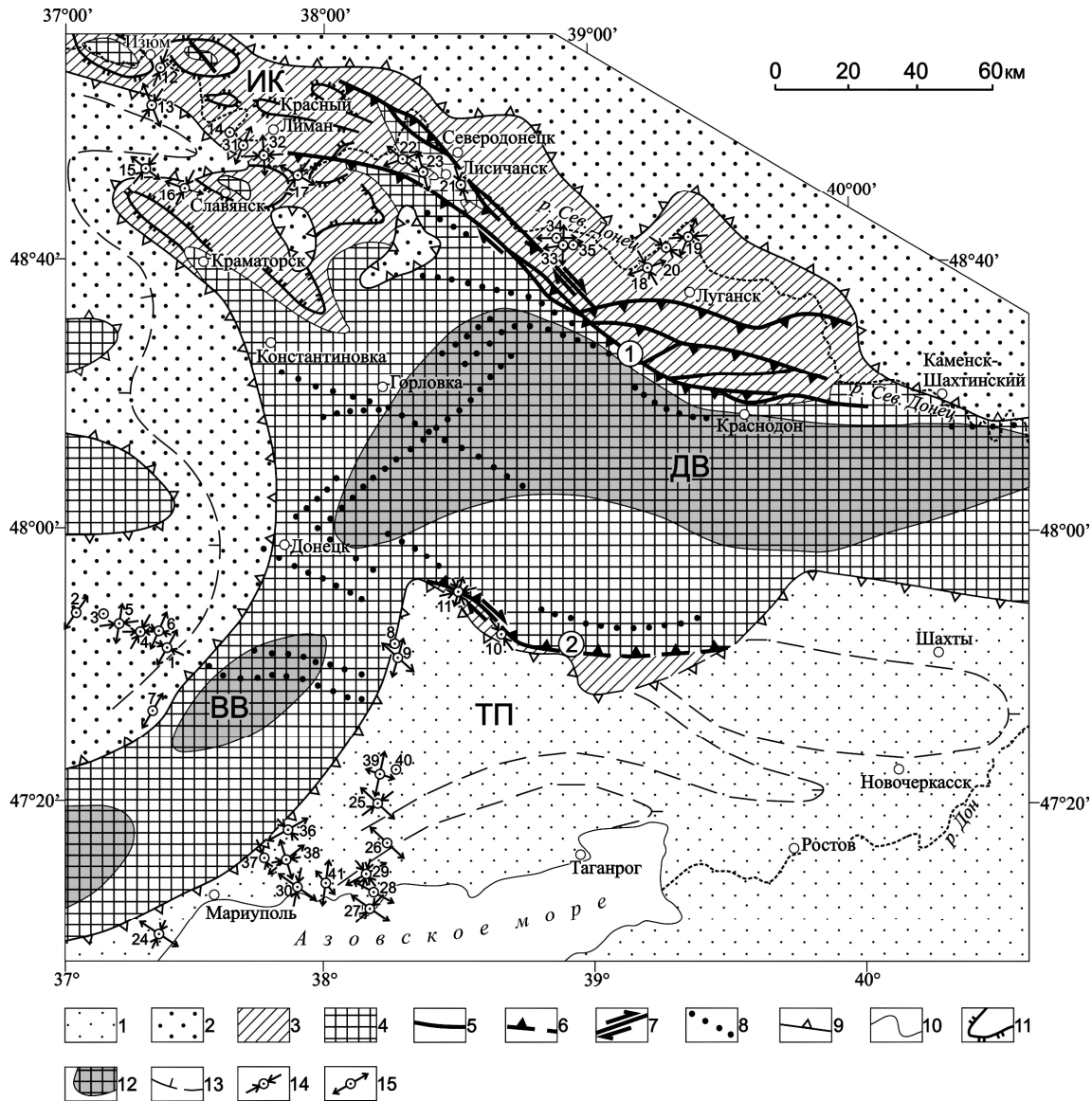


Рис. 1. Схема кайнозойской тектоники Донбасса и соседних территорий

Здесь: 1-4 – тектонические комплексы (1 – позднеальпийский (новейший) позднемиоцен-четвертичного возраста, 2 – альпийский нерасчлененный (ларамийско-позднеальпийский) эоцен-четвертичного возраста, 3 – альпийский доорогенный комплекс триас-палеоценового возраста на северо-западе территории и мел-олигоценного – на юго-востоке, 4 – доальпийские комплексы); 5-7 – разрывы, развивавшиеся на альпийском этапе (5 – без разделения по кинематике, 6 – взбросы и надвиги, 7 – сдвиги); 8 – разрывы доальпийские и с неясным верхним возрастным пределом; 9 – подошва альпийского орогенного комплекса; 10 – граница альпийского доорогенного и доальпийского комплексов; 11 – структурные линии внутри альпийского доорогенного комплекса (бергштрихи – по погружению структур); 12 – поднятия, образующие Донецко-Приазовский неотектонический мегавал; 13 – структурные линии внутри альпийского орогенного комплекса, предполагаемые по рисовке границ на геологических картах и по особенностям рельефа (бергштрихи – по погружению структур); 14-15 – ориентация главных осей напряжений/деформаций, установленная по данным мезотектонических наблюдений в породах альпийских комплексов (геологическую привязку точек наблюдений см. на рис. 3): 14 – ось укорочения, 15 – ось удлинения. Региональные кайнозойские структуры: ИК – Изюмско-Краматорская зона ларамийских складок, ДК – Донецкий новейший вал, ВВ – Волновахский новейший вал, ТП – Тузловский прогиб. Зоны разрывов: 1 – Северодонецкая, 2 – Персиановская.

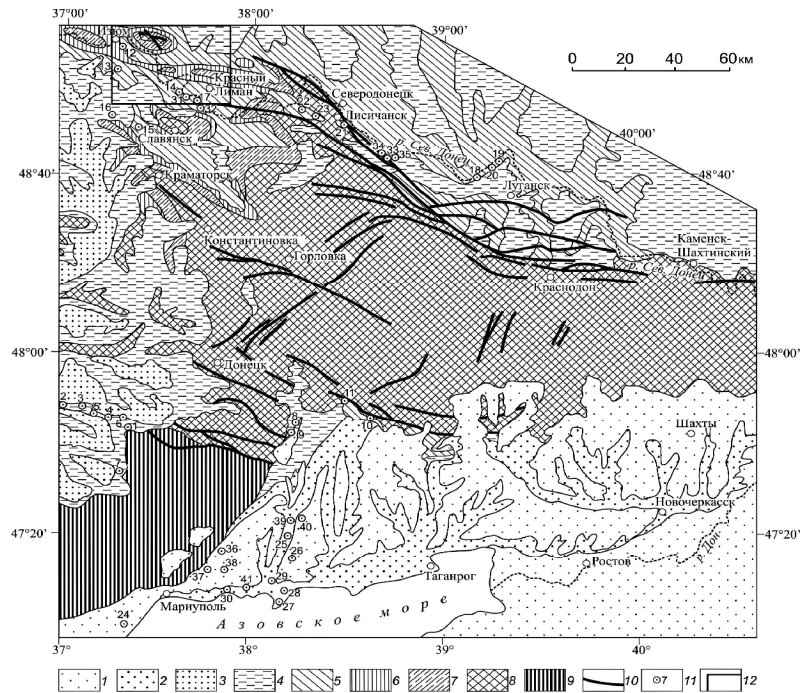


Рис. 2. Геологическая карта Донбасса и соседней части Днепровско-Донецкой впадины с точками мезотектонических наблюдений

Здесь: 1-3 – миоцен (1 – понт, 2 – сармат, 3 – понт и сармат нерасчлененные), 4 – палеоген, 5 – мел, 6 – юра, 7 – триас, 8 – палеозой, 9 – докембрий, 10 – разрывы, 11 – точки мезотектонических наблюдений, 12 – контур района, изображенного на рис. 3 (геологическая основа – по Государственной геологической карте СССР масштаба 1: 1 000 000, четвертичный покров снят).

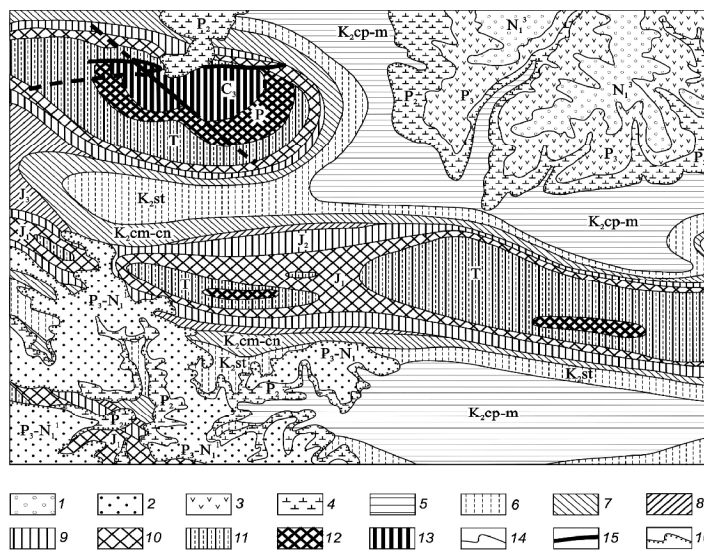


Рис. 3. Геологическая карта северо-запада Изюмско-Краматорской зоны – Изюмско-Красноскольско-Кольской (на севере) и Дробышевской (на юге) антиклиналей [Путеводитель..., 1975]

Здесь: 1 – верхний миоцен (сармат), 2 – верхний олигоцен-нижний миоцен, 3 – олигоцен, 4 – эоцен, 5 – кампан-маастрихт, 6 – сантон, 7 – сеноман-коньяк, 8 – верхняя юра, 9 – средняя юра, 10 – нижняя юра, 11 – триас, 12 – пермь, 13 – верхний карбон, 14 – геологические границы, 15 – разрывы (расположение района см. на рис. 2).

В пределах же основной части ДСС ларамийские складчато-надвиговые деформации заметны только на его бортах: в Северодонецкой и Персиановской зонах краевых надвигов (рис. 4), соответственно на севере и юге; особенно показательна в

данном отношении вторая из них, резко “запечатанная” эоценом (см. рис. 4). Однако и там, и там сильно деформирован и весь палеоген, перекрытый с несогласием только сарматом (поздний миоцен). Таким образом, здесь наряду с ларамийскими

проявились и позднеальпийские движения (по крайней мере, их первые фазы). Поведение в ларамийскую фазу центральной части ДСС остается неясным. Судя по его восточному погружению, где мел-палеогеновые толщи сохранились от эрозии и при этом широко разбурены, субгоризонтальная предверхнемеловая поверхность, полого погружающаяся к востоку от -0,5 до -2,5 км, резко срезает сложенные палеозоем линейные складки и при этом сама изогнута лишь в виде широкого и пологого свода, конформного осевой зоне ДСС.

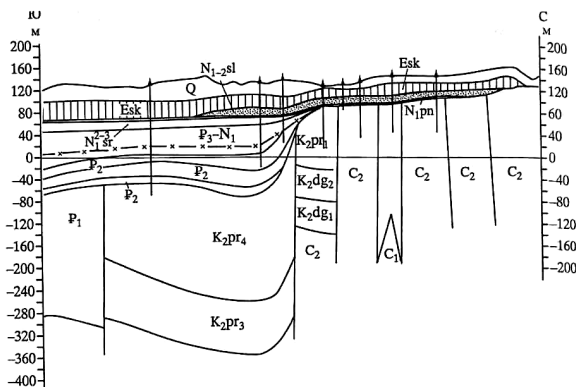


Рис. 4. Новейший флексурный изгиб кайнозойских отложений над погребенными разрывами южной окраины Донецкого кряжа [Макаров и др., 2006].

Таким образом, верхний предел возраста выраженных по палеозою складок неопределенный (триас-ранний мел). Кроме того, и настоящих ларамийских структур здесь не обнаружено: верхний мел представлен полным разрезом без какого-либо резкого несогласия внутри сенона или выше. Свод предмеловой поверхности вдоль линии Красный Сулим – Усть-Быстрианская – Зимовники осложнен пологой продольной синклиналью, но судя по тому, что в ее ядро заходит поле сармата, данный изгиб произошел уже в новейшее время.

Деформации **позднеальпийской (условно новейшей) тектонической эпохи** в районе Донбасса и Скифской плиты начались на рубеже ранне-среднего миоцена, с особым усилением в конце миоцена – раннем плиоцене. В форме складчатости они произошли только в наиболее глубоких кайнозойских прогибах, находящихся вне областей ларамийских и более древних деформаций или на их краях. В Приазовье и Предкавказье сжатие (одновременное и несомненно связанное с коллизионным орогенезом на Большом Кавказе) охватило третичное выполнение Западно-Кубанского и примыкающих к нему Азовских прогибов [Попов, 2001]. В пределах древнего Кряжа Карпинского тогда же возник Сальско-Маньчский мегавал с более крутым южным крылом, осложненным надвигом [Копп, 2004; Макаров и др., 2006; Soborov, 1995]. Поперечное к мегавалу меридиональное сжатие подтверждается присутствием серии диагональных правых сдвигов северо-западного

простирая, неоднократно смещающих его ось (см. рис. 8).

Около самого Донецкого орогена выклинивающиеся к нему третичные серии вместе со слоями мела участвуют в строении его крутых бортов. При этом поверх Персиановского надвига они образуют согласную ему флексуру (см. рис. 5), а близ Северодонецкого – даже присутствуют в надвиговых чешуях [Попов, 1963; Разницын, 1976; Стовба, Стифенсон, 2000].

Наиболее значительные (десятки градусов) наклоны на бортах ДСС отмечены для эоцен-олигоценовых слоев, тогда как сарматские залегают уже субгоризонтально. Вместе с тем, южнее, в Тузловском прогибе, кое-где дислоцирован и сармат, где на берегу р. Грузский Еланчик известны крутые (до $40-70^{\circ}$) мелкие складки. Представляется вероятным, что эти дислокации находятся на краю зоны плиоцен-четвертичного сжатия, установленной в соседнем Северо-Азовском прогибе [Попков, 2001].

В областях более древней – ларамийской, герцинской и даже байкальской консолидации новейшие движения вместо складчатости вызвали коробление фундамента с образованием крупных мегаскладок (рис. 1, 5). Это Донецко-Приазовский

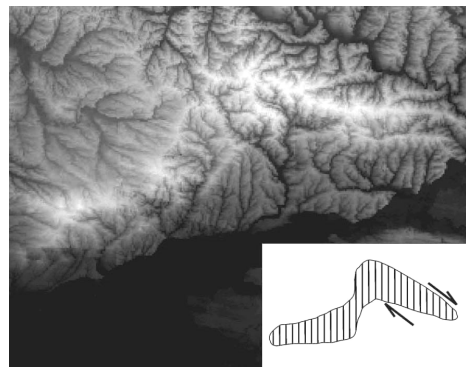


Рис. 5. Цифровая карта рельефа Донбасса (с прилегающей частью Днепровско-Донецкой впадины) и Приазовской возвышенности. На врезке – принципиальная схема связанной с правым сдвигом Z-сигмоиды (для сравнения с сигмоидально изогнутой осью Донецко-Приазовского неотектонического свода)

новейший мегавал, который занимает не только восток возникшего из ДДА Донецкого внутрикратонного орогена, но и сечет границы авлакогена, выходя далеко на Украинский щит [Карта..., 1972; Макаров и др., 2006]; (см. также рис. 1, 5).

При этом ларамийские складки Изюмско-Краматорской зоны остались в стороне от оси новейшего поднятия, отсеченного от них на западе заметным поперечным уступом (флексурой?), и, таким образом, главная новейшая активизация прошла независимо и гораздо восточнее ларамийской. По-разному выглядят указанные территории и в режимах современных вертикальных движе-

ний [Карта..., 1973]: если неотектонически активная большая часть ДСС воздымается со скоростью до 3-4 мм/год, то ларамийская Изюмско-Краматорская зона, напротив, проседает (до 2 мм/год).

Ось Донецко-Приазовского новейшего мегавала двукратно коленчато изгибается. На северо-востоке (Донецкая новейшая мегантиклиналь) она вытянута в субширотном (ЗСЗ) направлении – согласно с ориентировкой границ ДДА и возникшего из него древнего складчатого пояса. Далее к юго-западу от Донецкой мегантиклинали под углом ответвляется наложенное на докембрийский фундамент Волновахское новейшее поднятие СВ простирания [Макаров и др., 2006] – в современном рельефе уже часть Приазовской возвышенности. Еще дальше к юго-западу ось мегавала становится субширотной (см. рис. 1, 5).

Таким образом, в плане Донецко-Приазовский мегавал имеет сигмоидальную форму, которая может указывать на проявление в новейшее время деформации правого сдвига (см. рис. 5, врезка).

Приведенный обзор материалов позволяет сделать следующие **выводы** относительно роли и распределения на площади кайнозойских движений и деформаций.

В кайнозое в регионе Донбасса проявились две орогенетические эпохи: раннеальпийская (условно ларамийская – конец мела-палеоцен) и позднеальпийская, или новейшая (здесь – неоген-квартер), разделенные тектонической паузой в эоцене-олигоцене. Первая из них проявилась широко, кроме, видимо, герцинско-киммерийского ядра ДСС (и не выходя также за рамки ДДА). Однако полностью тогда сформировалась структура только западной части территории, где позже происходило лишь умеренное поднятие, а на современном этапе – даже опускание. Главные же новейшие деформации сосредоточились восточнее, выразившись в возобновлении подвижек по бортовым разрывам Донбасса, общем сводовом поднятии (широко распространившемся на юго-запад, в сторону Украинского щита) и в смятии соседних кайнозойских прогибов.

Подобная локализация разновозрастных кайнозойских деформаций приводит к предположению об их связи с разными источниками. В связи с этим, помимо более восточного ареала проявления, обращают на себя внимание особая интенсивность новейших движений, сопровождающихся активизацией фундамента, и независимость их плана от такового для ларамийских (например, выход далеко за пределы авлакогена). Все это, в сочетании с разновозрастностью позднеальпийских фаз ДСС и Большого Кавказа, позволяет связать деформации первого с коллизионным орогенезом на втором.

Кайнозойские поля напряжений/деформаций (по мезоструктурным наблюдениям)

Вводные замечания. Обширный мезотектонический материал к настоящему времени собран

лишь для палеозойских пород Донбасса [Гущенко и др., 2003; Корчемагин, Емец, 1987; Korčemaġin et al., 1996, Nikishin et al., 1999], тогда как для кайнозоя данных пока очень мало. Результаты обработки замеров следов смещения в верхнемеловых породах северной зоны мелкой складчатости Донбасса, опубликованные в виде сводных стереограмм вместе с замерами по палеозою [Korčemaġin et al., 1996, Sim et al., 1999], показали, что ее структура в послемеловое время формировалась при субмеридиональном сжатии в обстановке сдвигового стресс-режима.

В настоящей работе предлагается более развернутая характеристика кайнозойских полей напряжений/деформаций. Главными задачами для нас явились: 1) максимально возможное расширение базы данных по верхнему мелу-палеоцену; 2) получение отсутствовавшего для Донбасса материала для эоцен-олигоценовых и неогеновых пород; 3) выяснение вариаций полей напряжений/деформаций в зонах с разными типами структуры и возраста (в пределах кайнозоя).

В процессе работы выяснилось, что пригодные для замеров борозды скольжения присутствуют в самых разных породах, даже в каолинах и уплотненных песках олигоцена. Изучались также тектонические отрывы с жильным заполнением: из черных кремней (в мелах сенона) либо из окислов железа, цементирующих пески (эоцен-олигоцен).

В использованную здесь базу данных вошли результаты В.А. Корчемагина и его коллег для верхнемеловых пород [Корчемагин, Емец, 1987; Korčemaġin et al., 1996, Sim et al., 1999] и недавние замеры М.Л. Коппа (с участием А.А. Колесниченко) в верхнем мелу, олигоцене и сармате. Машинная обработка замеров осуществлялась В.А. Корчемагиным с использованием программы “ГЕОС” О.И. Гущенко и А.О. Мострюкова. Условия наблюдений в меловых породах позволили для участков их распространения синтезировать сглаженную карту поля деформаций (рис. 6), с интерполяцией результатов на межточечные пространства. Для спорадически обнаженных третичных пород юга региона операция сглаживания привела к неоправданной нивелировке неоднородностей поля, поэтому более органична здесь несглаженная карта локальной ориентации осей деформаций (рис. 7).

Рассмотрим особенности структуры разных областей кайнозойского Донбасса (рис. 6, 7, неотектоническую и геологическую привязку точек наблюдения (т.н.) см. на рис. 1, 3).

Предэоценовые складки **Изюмско-Краматорской зоны** образовались над соляными диапирами. Однако, линейная конфигурация и единоеобразное ЗСЗ-ное простирание их цепочек показывают, что на складчатую структуру повлияло горизонтальное сжатие (ориентированное здесь в субмеридиональном – ССВ-ном направлении).

Это подтверждается крутым наклоном слоев на осложненных взбросах крыльях и присутствием диагональных правых сдвигов северо-западного простирания (см. рис. 2); правосторонней является и кулидность брахискладок.

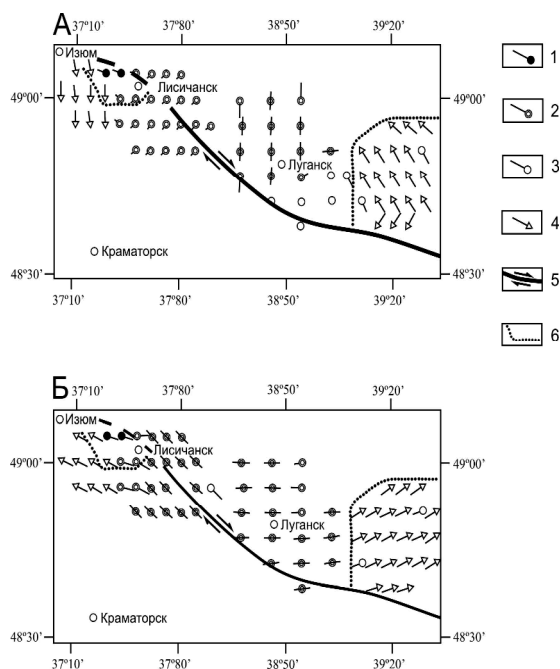


Рис. 6. Карта поля напряжений/деформаций районов Изюмско-Краматорской зоны и Северодонецкого разрыва: а – для оси укорочения, б – для оси удлинения (компьютерное построение по результатам мезотектонических замеров в мел-палеоценовых породах)

1-4 – горизонтальные проекции осей напряжений/деформаций (погружение оси направлено от точки), типы стресс-режима (по данным определения коэффициента Лоде-Надаи): 1 – взбросовый, 2 – сдвиговый, 3 – сбросовый, 4 – “октаэдрический” (все главные оси напряжений/деформаций наклонены под приблизительно равными углами порядка 45°), 5 – линия Северодонецкого разрыва (изображена схематически), 6 – контуры квадрантов сжатия в зоне Северодонецкого разрыва.

Мезотектонические исследования показали, что удлинение ориентировано в ЗСЗ-ВЮВ-ном направлении, почти строго вдоль осей складок (см. рис. 1, 6). Укорочение же чаще всего направлено субмеридионально, т.е. по диагонали к последним, фиксируя правый сдвиг, согласующийся с таковым по данным макроструктуры.

Судя по наблюдениям в ядре Славянской антиклинали (т.н. 16, 17), здесь доминируют крутонаклонные левые взбросо- и сбросо-сдвиги ВСВ-ной ориентировки. Характерен также парагенез заполненных кремнем субвертикальных отрывов

ССВ-ного простирания (т.е. показывающих продольное к оси антиклинали растяжение) и широтного (до ЗСЗ) квазикливажа.

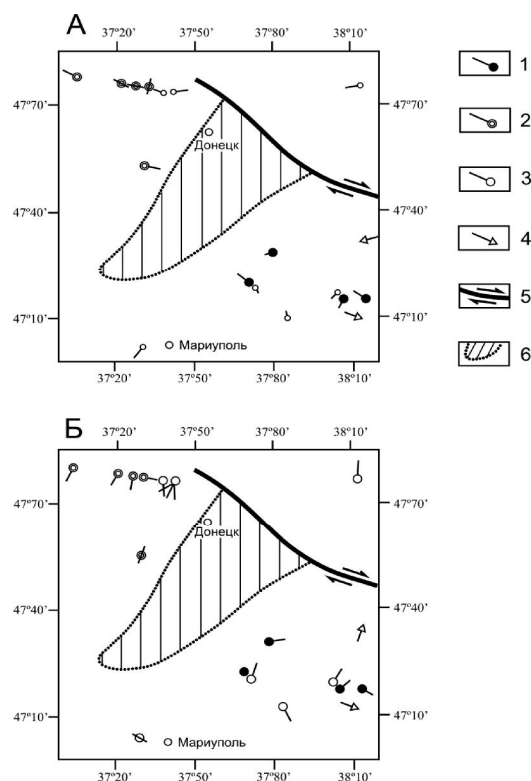


Рис. 7. Карта поля напряжений/деформаций района Волновахского новейшего вала и соседних прогибов: а – для оси укорочения, б – для оси удлинения (компьютерное построение по результатам мезотектонических замеров в олигоцен-верхнемиоценовых породах)

1-4 – то же, что и на рис. 6; 5 – линия Персиановского разрыва (изображена схематически); 6 – контур Волновахского новейшего вала.

Сказанное относится к обстановке в ядре складки, характеризующемся повышенным сжатием. На пологом же ее северном крыле (т.н. 31, 32) встречены многочисленные наклонные ($30-60^{\circ}$) сбросы ЗСЗ-ной ориентировки, образовавшиеся при очевидном растяжении, причем направленном уже не вдоль, а поперек структурному плану. Учитывая удаленность участка от ядра антиклинали, растяжение такого типа можно связывать с обычным для ДДА диапировым перетоком масс из синклиналей в ядра антиклиналей, осложнявшим образовавшееся складки горизонтальное сжатие.

Ядра Изюмско-Краснооскольской и Дробышевской антиклиналей изучить не удалось из-за плохой обнаженности. Однако преобладающая меридиональная обстановка сжатия в сдвиговом и взбросовом полях напряжений зафиксирована даже на погружениях их крыльев и в соседних синклиналях (т.н. 12, 13). Отметим все же, что ре-

конструированные проекции оси укорочения здесь обычно значительно (до 50^0) наклонены к горизонту: очевидно, горизонтальное сжатие в процессе складкообразования дополнялось вертикальными перемещениями (диапировой природы ?).

Такова ларамийская динамическая обстановка, установленная по замерам в дислоцированных верхнемеловых слоях Изюмско-Краматорской зоны складок. В трансгрессивно перекрывающих складки слоях палеогена доминирующего сжатия нигде не обнаружено. Однако там, где присутствует горизонтальное растяжение (например, в карьере песков эоцена у с. Гусарово (т.н. 16), присутствуют заполненные лимонитом трещины отрыва ССВ-ного простирания), оно ориентировано вдоль простирания ларамийских структур. Можно считать, что ларамийский стресс-режим в форме постумного растяжения продолжался несколько дольше.

На участках **крутых флангов Донецкого складчатого сооружения** главной задачей было уточнение кинематики бортовых разрывов – Северодонецкого и Персиановского. Особенности их структурного рисунка (диагональное, СЗ-ное, положение к субширотному плану Донбасса, присутствие в их ЮЗ-ных крыльях поперечных гемиантиклиналей, погружающихся от их линий) предполагают наличие, помимо известной надвиговой, существенной правосдвиговой компоненты смещения; приводились в пользу этого и мезотектонические аргументы, но только для герцинской структуры [Корчемагин, Емец, 1987; Sim et al., 1999; Ziegler, 1987]. Здесь мы рассмотрим вопрос с привлечением данных для кайнозойского этапа.

Для зоны **Северодонецкого разрыва** сравнивались поля деформаций как в центре зоны разрыва, так и на его концах в обоих крыльях.

В центре северного крыла (с. Причепиловка, с. Крымское – т.н. 33-35) преобладает сбросо-сдвиговый набор мезоструктур, свидетельствующий о преобладании обстановки горизонтального растяжения и транстензии; ось удлинения ориентирована близширотно, до ВСВ-ного направления. Ось же укорочения, если не занимает обычного для сбросов вертикального положения, ориентирована более разнообразно. В целом, поле деформаций здесь напоминает таковое в Изюмско-Краматорской зоне, но с некоторыми отличиями: 1) отсутствуют взбросовые мезоструктуры, и горизонтальное укорочение реализуется в сдвиговом стресс-режиме и 2) удлинение ориентировано здесь не в запад-северо-западном, а в широтном направлении. Если соответствующее поле напряжений региональное, то находящийся в нем разрыв северо-западного простирания (в данном случае – Северодонецкий) должен иметь правосдвиговую компоненту.

Дополнительную информацию предоставляет юго-восточная часть северного крыла разлома, изучавшаяся между с. Лесная Поляна и с. Крутая Гора, около примыкающей к разрыву пологой (8-

10^0) флексуры поперечного (СВ-ного) простирания (т.н. 18-20). Поле деформаций здесь резко отличается от такового на предыдущем отрезке: доминируют падающие к востоку взбросы субмеридиональной – СВ-ной ориентировки. Восстановленная по ним ось наибольшего укорочения ориентирована в направлении СЗ-ЮВ, а ось наибольшего удлинения – субвертикальна. Встречены и сбросы СЗ-ного – меридионального простирания, указывающие на растяжение СВ-ЮЗ. Поскольку при таком же удлинении формировались трещины отрыва в песчаниках эоцена, указанная флексура является если не новейшей, то хотя бы обновленной в новейшее время.

Таким образом, в поле деформаций юго-восточной части северного крыла разлома преобладают укорочение СЗ-ЮВ (вдоль разрыва) и растяжение – СВ-ЮЗ (вкрест). Развивая предположение о правом сдвиге, заметим, что наблюдаемое здесь сжатие вдоль разрыва может быть объяснено компенсацией правосдвигового смещения в зоне его затухания.

Продольное к Северодонецкому разрыву сжатие проявляется и на северо-западе его южного крыла, симметрично к области сжатия на юго-востоке северного. В законсервированном карьере возле Лисичанска развиты две системы взбросо-сдвигов: правые – субширотного (100^0) и левые – меридионального (до северо-восточного) простирания (т.н. 21). Они не сопряжены и поэтому фиксируют два конкурирующих направления укорочения: соответственно СЗ-ное, почти параллельное зоне Северодонецкого разрыва, и субширотное, диагональное к последнему.

Можно видеть, что на окончаниях Северодонецкого разрыва оси деформаций образуют рисунок, характерный для сдвиговых квадрантов сжатия и растяжения (см. рис. 6). В данном случае это правый сдвиг. Кроме того, о существенной роли деформации сдвига свидетельствуют значения коэффициента Лоде-Надаи: в центре зоны разрыва, где рождающее сдвиг региональное поле напряжений должно быть менее всего искажено, они указывают на сдвиговый стресс-режим, а на окончаниях (участки компенсации сдвига локальным сжатием или растяжением) – соответственно на взбросовый и сбросовый.

По макроструктурным признакам, правосдвиговая компонента проявляется и для **Персиановского разрыва**. В целом ЗСЗ-ного простирания, это ломаная линия в плане, состоящая из отрезков субширотной и северо-западной ориентировки. Вторые косо срезают не только субширотные палеозойские складки Донбасса, но и того же простирания границы внутри мела и палеогена (см. рис. 3). В карьере у пос. Амвросиевка зона разрыва осложнена небольшими приразрывными складками (наклон крыльев до 60^0), образующими правокулисный ряд северо-западного простирания (сообщение В.И. Мулина).

По нашим данным, имеются и мезоструктурные признаки правого сдвига. В этом смысле важно существенное преобладание в наборе мезоструктур, при его общем взбросо-надвиговом стиле, поперечных к структурному плану взбросо-надвигов северо-восточного (карьер у с. Калиновое) и меридионального (пос. Амвросиевка) простирания (т.н. 10, 11). Ось максимального укорочения, реконструированная в Калиновом, простирается в направлении СЗ-ЮВ, вдоль разрыва. Продольное сжатие южного крыла последнего на его западном затухании мы связываем с компенсацией праводвигового смещения этого крыла к северо-западу.

Наряду с вышеуказанным парагенезом отмечается пояс взбросов-сбросов (также с компонентой правого сдвига) СЗ-ного, параллельного структурному плану, направления. Они регистрируют сильно (50°) наклоненную к СВ ось укорочения.

Можно сделать вывод, что, помимо известной по данным бурения и геофизики надвиговой компоненты Северодонецкого и Персиановского разрывов, по ним происходили и послемеловые праводвиговые смещения. Судя по отдельным признакам, сдвиги произошли или хотя бы обновились в новейшую эпоху. Однако точнее их датировать не удастся: почти все доступные для замеров участки приурочены к породам верхнего мела, разделить ранне- и позднеальпийские обстановки здесь нельзя.

Зато геологические условия южной части территории, на крыльях **Волновахского неотектонического вала** СВ-ного простирания (см. рис. 7), позволяют прямо охарактеризовать именно позднеальпийское (новейшее) напряженно-деформированное состояние: здесь удалось собрать представительные мезотектонические данные по олигоцену и сармату.

На крыльях Волновахского вала меловые и палеогеновые слои дислоцированы совместно, перекрываясь с угловым несогласием лишь сарматом; но и последний тоже слегка наклонен, обрисовывая контуры вала и новейшего свода Донецкого кряжа. ЮВ-ное крыло вала несколько круче СЗ-ного (до $10-15^{\circ}$) и кое-где осложнено параллельными валу складками. Одна из них, с сеноманом в ядре, встречена около с. Осыково. На некоторых картах здесь показывают (по данным бурения) смещающий мел сброс ЮВ-ной экспозиции.

На западном крыле вала представительный комплекс мезоструктур установлен в Великоанадольском каолиновом карьере около с. Владимировка (т.н. 1). В каолинах олигоцена здесь замечены две системы наклоненных навстречу крутых взбросов ССВ-ного простирания, фиксирующих укорочение в направлении ЗСЗ-ВЮВ и вертикальное удлинение. Здесь же присутствуют сбросы ЗСЗ-ного простирания, образовавшиеся при

удлинении СВ-ЮЗ. Близкие системы мезоструктур характерны и для глин сармата. Развитые в последних пологие (наклон к югу) правые взбросо-сдвиги ориентированы субширотно, и для них реконструируется ССЗ-ное направление главного укорочения. Сбросы же почти совпадают по своему залеганию.

Таким образом, хоть и с некоторым разбросом (до $20-30^{\circ}$), направления реконструированных для олигоцена и сармата осей деформации совпадают – это укорочение в направлении СЗ-ЮВ (поперек Волновахского вала) и удлинение в направлении СВ-ЮЗ (вдоль него). В плотных четвертичных суглинках обнаружены только субвертикальные трещины отрыва (заполненные известковыми журавчиками), фиксирующие удлинение в двух направлениях – СВ-ном (доминирующем) и СЗ-ном. При этом установленное для четвертичных пород удлинение СВ-ЮЗ совпадает с таковым для третичных.

Сходный характер поля деформаций сохраняется и к западу (в песчано-алевритовых породах олигоцена), однако по мере погружения западного крыла вала мезоструктуры сжатия все больше уступают место образовавшимся при горизонтальном растяжении. Так, если около с. Никольское (т.н. 4) еще присутствуют субвертикальные взбросы и сбросы, фиксирующие поперечные оси вала перемещения, то дальше к западу (с. Пречистовка – т.н. 2) встречены уже только субвертикальные трещины отрыва, заполненные железистым цементом. Они имеют северо-западное простирание, указывающее на растяжение почти вдоль оси Волновахского вала.

На восточном крыле Волновахского вала и в сопряженной части Тузловского прогиба мелпалеогеновые слои перекрыты неогеном и для наблюдений практически не доступны. Зато обнажающиеся в ряде мест породы неогена-квартера, особенно сарматские известняки, недалеко от Волновахского вала обнаруживают сходный характер поля деформаций с таковым в его западном крыле, только с несколько большим акцентом в сторону растяжения. Так, в обнажениях по р. Кальмиус (т.н. 36, 37.), доминируют пояса поперечных к оси вала мезотектонических сбросов СЗ-ного простирания, от субвертикальных до сильно ($20-30^{\circ}$) наклоненных. В совокупности, зеркала скольжения этих трещин формируют сильно изогнутую (листрическую) виртуальную поверхность смещения, ориентированную поперек Волновахского вала и тем самым показывающую продольное к нему удлинение.

На удалении от Волновахского вала к югу и юго-востоку, в сторону Азовского моря (т.н. 24, 27, 28., 30), характер поля деформаций уже не демонстрирует видимой связи с динамикой формирования Волновахского вала: здесь преобладают образовавшиеся в обстановке горизонтального растяжения наклонные (углы падения плос-

костей от 80^0 до 10^0) и образующие пояса мезотектонические сбросы СВ-ного (до ССВ) направления. Регистрируемое по ним удлинение ЗСЗ-ВСВ, почти продольное к оси соседнего Северо-Азовского прогиба (напомним, что там идет активное складко- и надвигообразование [Попков, 2001]), наверняка связано с динамическим влиянием последнего и, в целом, отражает ориентацию мегарегионального (“кавказского”) новейшего сжатия. Ближе к центру Тузовского прогиба динамическая обстановка не столь определенная, и там либо суммируются два рассмотренных выше поля напряжений/деформаций Волновахского вала и Северо-Азовского прогиба (т.н. 29), либо отмечается всестороннее горизонтальное растяжение в сбросовом поле (т.н. 39).

Обобщая материал по всему Волновахскому новейшему валу (см. рис. 7), констатируем, что он изгибался при продольном к нему удлинении СВ-ЮЗ, которое иногда (особенно ближе к оси вала) дополняется поперечным горизонтальным укорочением СЗ простирания. Наиболее полно эта деформационная обстановка доказана для западного крыла вала, где широко вскрыты третичные образования. Мезотектонические ансамбли западного крыла повторяются там в породах олигоцена, сармата и квартера (с некоторыми отличиями, особенно с нарастанием доли растяжения вверх по разрезу). Соответственно, очевидны позднеальпийский (новейший) возраст поля деформаций и его принципиальное единство для разных эпох позднего кайнозоя. Восточное крыло Волновахского вала, судя по результатам замеров в породах неогена, изгибалось в той же обстановке, что и западное, только с приоритетом продольного к оси вала растяжения над поперечным сжатием.

Поскольку Волновахский новейший вал отбегает от одновозрастного свода ДСС как раз на участке Персиановского разрыва и образовался при поперечном укорочении, его можно считать приразрывной (присдвиговой) структурой. Учитывая же олигоцен-четвертичный возраст пород, в которых выполнены мезотектонические наблюдения на крыльях вала, время сдвиговых смещений можно датировать как новейшее.

Сравнивая результаты изучения разновозрастных полей деформаций/напряжений для всего региона в целом (ср. рис. 6 и 7), можно отметить, что если для его северной части, где раннеальпийские движения не везде отделены от позднеальпийских, преобладает в целом субмеридиональная ориентация главного укорочения и субширотная (до ЗСЗ) – главного удлинения, то для широко представленных на юге позднеальпийских движений оси укорочения и удлинения ориентированы почти поперек: первая – СЗ–ЮВ, вторая – СВ–ЮЗ. Дальше будут приведены аргументы в пользу того, что подобный характер поля напряжений, проявившийся не только непосредственно к югу от Донбасса, но и в его ослож-

ненных кайнозойскими разрывами бортах, связан с проявлением усилившейся в позднеальпийскую эпоху правосдвиговой деформации.

Обсуждение результатов

Рассмотренный материал показывает, что в кайнозойской эволюции Донбасса и соседних территорий выделяются две самостоятельные эпохи, разделенные тектонической паузой: ларамийская фаза раннеальпийской эпохи, с пиком в палеоцене, и позднеальпийская (условно новейшая) эпоха с максимумами в раннем и позднем миоцене (судя по сопоставлению с соседними регионами, это штирийская, аттическая и роданская фазы), с замедлением в плиоцене-квартере. Вклад этих эпох в формирование суммарной структуры региона менялся во времени и пространстве.

Ларамийские движения охватили только способное к смятию осадочное выполнение ДДА и в завершеном виде представлены лишь на участке его сочленения с ДСС (Изюмско-Краматорская зона складок). В пределах же основной части последнего их соотношение с герцинскими, равно как и с новейшими, остается неясным. По мезотектоническим данным, ларамийское смятие Изюмско-Краматорской зоны протекало в форме поперечного к осям складок сжатия ССВ-ЮЮЗ и продольного к ним растяжения ЗСЗ-ВЮВ. Это подтверждает точку зрения [Путеводитель..., 1975; Стомба, Стифенсон, 2000] о формировании структуры данного региона в результате не только длительного диапиризма (признаки которого отражены и в изученном нами поле мезотектонических деформаций), но и альпийского сжатия.

Мощная позднеальпийская активизация не затронула ларамийские складки Изюмско-Краматорской зоны, но зато вышла далеко за пределы ДДА. Новейшие движения существенно повлияли на формирование бортовых разрывов ДСС (особенно на его востоке, где в деформацию вовлечены эоцен-олигоценные слои) и создали Донецко-Приазовский неотектонический мегавал. Последний, хоть и захватывает осевую полосу древнего Донецкого кряжа, не продолжается вдоль ДДА, а, напротив, еще и сечет его южную границу, выходя на Украинский щит. Следовательно, новейшая деформация наложена не только на авлакоген вместе с возникшими на его месте предмеловыми складками, обновившимися в ларамийскую фазу, но и на гораздо более древние структуры. Это, в свою очередь, показывает происхождение новейшей деформации региона из независимого и весьма мощного источника, которым скорее всего было давление находящегося рядом Большекавказского орогена. Данный вывод подтверждается и временем начала активизации Донбасса (ранний-средний миоцен), синхронным резкому усилению орогенеза на Кавказе.

В связи со сказанным существенны факты проявления в регионе деформации (новейшей? – см. ниже) правого сдвига. Правосдвиговая компонента Северодонецкого разрыва (надвига, по геологическим данным) доказывается нами характерной для любого сдвига поляризацией продольных к линии разрыва траекторий растяжения и сжатия в соответствующих квадрантах. Например, в зоне Северодонецкого разрыва растяжение концентрируется в северо-западной части северного крыла, а сжатие – на его юго-восточном окончании: соответственно, данное крыло переместилось к юго-востоку относительно южного. Поскольку продольное к простиранию разрывов сжатие отчетливо проявилось в новейшее время (наглядный пример – образованный в результате такого сжатия Волновахский вал поперечного – СВ-ного простирания, сопряженный с Персиановским разрывом), следует предполагать новейший возраст сдвиговых смещений.

Тогда логично считать, что именно правосдвиговые смещения по бортовым разрывам обусловили сигмоидальный изгиб Донецко-Приазовского новейшего мегавала (см. рис. 5, врезка). Присдвиговый характер сигмоиды мы обосновываем тем, что ее смыкающее крыло (Волновахский вал СВ-ного простирания) формировалось при поперечном к нему (СЗ-ЮВ) укорочении, которое и должно сопровождать сжатие смыкающего крыла.

Новейшие правые сдвиги Донбасса вписываются в одновозрастный структурный рисунок Большого Кавказа (к западу от Казбекского пережима), Скифской плиты (рис. 8) и соседних участков Русской плиты (Окско-Донской прогиб) [Копп, 2004]. В этих регионах широко распространены новейшие правые сдвиги СЗ простирания; вместе с правыми сдвигами Кавказа и Анатолии они участвуют в строении западного фланга Периаравийской коллизионной области, где шло выжимание блоков Евразийской плиты к западу и северо-западу.

Несколько сложнее объяснить ларамийскую активизацию рассматриваемого региона. Несмотря на наличие общих черт с новейшей (близкое поле напряжений, участие правого сдвига), пространственно она почти изолирована от последней. О ее самостоятельности от движений, создавших современный Большекавказский ороген, свидетельствуют также меньшая по сравнению с новейшей интенсивность, выраженная только в корблении осадков ДДА, и отсутствие заметных ларамийских движений на Большом Кавказе, где тогда продолжало развиваться глубокое окраинное море.

Выскажем предположение, что предэоценовая складчатость востока ДДА была связана с общей ларамийской активизацией платформ Европы, произошедшей в связи с коллизией плит в Альпах и Динаридах, а также в Понте. Произшедшие при этом сжатие и инверсия многих алакогенов свя-

зывают с реакцией их осадочного заполнения на коллизионное давление [Милановский, 1983; Niki-shin et al., 1999; Ziegler, 1987], в некоторой мере распространившееся также и на Восточную Европу. Ларамийской “встряске” авлакогенов способствовал и маастрихт-палеоценовый рифтогенез в Северной Атлантике и Арктике, завершившийся спредингом океанического дна и формированием хребта Гаккеля.

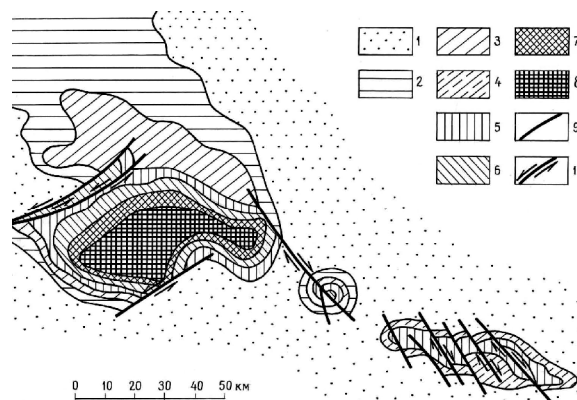


Рис. 8. Сдвиги Промысловско-Цубукского вала [Копп, 2004]

1 – олигоцен-нижний миоцен (майкопская серия), 2 – эоцен, 3 – палеоцен, 4 – палеоцен и эоцен нерасчлененные, 5 – маастрихт, 6 – сантон и кампан нерасчлененные, 7 – турон и коньяк нерасчлененные, 8 – альб и сенман нерасчлененные, 9 – разрывы, 10 – то же, сдвиги.

Он вызвал некоторое смещение в палеогене Восточно-Европейской субплиты к юго-востоку [Копп, 1999], сопровождавшееся правым сдвигом на западе ее, вдоль линии Торнквиста; этот палеогеновый сдвиг уже неоднократно рассматривался в литературе ([Копп, 1999; Bergougnan, H., Fourquin, 1982; Jaroszewski, 1972] и др.). Признаки субмеридионального (ССВ-ЮЮЗ) сжатия и диагонального правого сдвига найдены, в частности, в структуре находящегося не так уж далеко от Донбасса Куяво-Поморского вала [Jaroszewski, 1972], возникшего при смятии осадков Датско-Польского авлакогена. Весьма вероятно также, что субплита смещалась не только как единое целое, а в виде системы блоков, разделенных ослабленными зонами. Одной из таких зон смещения и мог явиться Днепровско-Донецкий авлакоген, борта которого при этом должны были испытывать некоторое сближение и скашивание по типу правого сдвига.

Заключение

В истории формирования кайнозойских (альпийских) деформаций в Донбассе выделяются признаки воздействия двух эпох тектогенеза: раннеальпийской (ларамийская фаза – конец мела – палеоцен) и позднеальпийской (условно новейшей – неогена-квартера, вероятно, представленной

несколькими фазами), различающихся по ареалу проявления и особенностям поля напряжений.

Первая из них в завершённом виде сохранилась только в области сочленения ДДА и ДСС, где она в слоях мезозоя сформировала складки ЗСЗ простирания, “запечатанные” эоценом (Изюмско-Краматорская складчатая зона). Эти структуры, зародившиеся над растущими с девона диапирами, в послемеловое время развивались при поперечном к ним сжатии. В пределах самого ДСС ларамийские движения вместе с новейшими участвовали в формировании зон краевых разрывов.

Новейшая активизация прошла независимо и гораздо восточнее ларамийской: созданный ею Донецко-Североазовский неотектонический мегавал занимает не только ДСС (совместный продукт герцинской, ларамийской и позднеальпийской орогений), но и выходит далеко за его пределы, пересекая его границу с Украинским щитом. Пространственное несовпадение ларамийских и позднеальпийских движений предполагает их происхождение из разных источников.

Более восточный ареал новейшей деформации и ее мощное проявление (выход за пределы авлакогена, заметная активизация фундамента) – признаки ее связи с орогенезом соседнего Большого Кавказа. О том же свидетельствует и существенная роль правого сдвига в структуре (что характерно и для запада Большого Кавказа). По нашим наблюдениям, помимо известной послемеловой надвиговой компоненты Северодонецкого и Персиановского бортовых разрывов, здесь происходили и правосдвиговые смещения, фиксирующиеся в локализации на затуханиях разрывов продольных к ним деформаций укорочения и удлинения – соответственно в квадрантах сжатия и растяжения. Приложенное к обоим бортам ДСС правостороннее скашивание обусловило сигмоидальный изгиб оси Донецко-Североазовского новейшего мегавала. Смыкающее крыло сигмоиды – Волновахский вал СВ простирания – возникло на новейшем этапе в результате поперечного к нему сжатия в направлении СЗ-ЮВ.

Источник же умеренного преэоценового сжатия запада Донбасса скорее всего был связан с известной ларамийской активизацией платформ Европы, вызванной коллизией плит в Альпах, Динаридах и Понте и одновременным спредингом в Северной Атлантике-Арктике, создавшим встречное давление с севера. Общими результатами действия этих процессов явились инверсия и сжатие многих авлакогенов Европы, и Днепровско-Донецкий в этом смысле не представляет исключения.

Работа выполнялась при поддержке Программы № 6 ОНЗ РАН и гранта Президента РФ “Научные школы” НШ-5508.2008.5.

Литература

Гущенко О.И., Копп М.Л., Корчемагин В.А. и др. Продольные волны дизъюнктивных деформаций юго-восточной части Русской плиты и ее

- горного обрамления // Мат-лы совещ. “Тектоника и геодинамика континентальной литосферы”. – М.: ГЕОС. – 2003. – Т. 1. – С. 173–176.
- Карта новейшей тектоники юга СССР. Масштаб 1:1000000 / Под ред. Л.П. Полкановой. – Л.: Картфабрика ВАГТ, 1972.
- Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Масштаб 1:2500000 / Под ред. Ю.А. Мещерякова. – М.: ГУГК СССР, 1973.
- Копп М.Л. Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозое // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. – М.: Наука, 1999. – С. 84–107.
- Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. – М.: Наука, 2004. – 340 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 552).
- Корчемагин В.А., Емец В.С. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья // Геотектоника. – 1987. – №3. – С. 49–55.
- Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А. и др. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты / Отв. редактор Ю.К. Щукин. – М.: Наука, 2006. – 206 с.
- Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). – М.: Недра, 1983. – 280 с.
- Нагорный Ю.Н., Нагорный В.Н. Особенности геологического развития Донецкого бассейна // Геотектоника. – 1976. – № 1. – С. 74–85.
- Погребнов Н.И., Потапов И.И., Смирнов Б.В. Тектоника / Под ред. Ф.А. Белова // Геология СССР. – 1976. – Т. 46. – С. 515–577.
- Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации (Прикаспий, Предкавказье, Азово-Черноморский регион). – М.: Научный Мир, 2001. – 306 с.
- Попов В.С. Тектоника // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, ч. 1. Донецкий бассейн. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – С. 103–151
- Путеводитель экскурсии по Донецкому бассейну / Под ред. Д.Е. Айзенберга, В.В. Лагутина, М.Л. Левенштейна, В.С. Попова. – М.: Наука, 1975. – 360 с.
- Разницын В.А. Тектоническое районирование и генезис структур северной зоны мелкой складчатости Донбасса // Геотектоника. – 1976. – № 1. – С. 57–73.
- Стовба С.Н., Стифенсон Р.А. Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения // Геофиз. журн. – 2000. – Т. 22, вып. 4. – С. 37–61.
- Bergougnan, H., Fourquin, C. Paleo- and neotectonic mechanisms of the present North Anatolian fault zone in the light of the structural history of the Eurasian margin in the Pontic Ranges // Proc. Intern. symp. multidiscip. appr. Earthquake

- predict. March 31-Apr.5, 1980, Istanbul. – Istanbul. – 1982. – P. 23–42.
- Jaroszewski W. Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nierogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich // Stud. geol. pol. – 1972. – Vol. 38. – P. 215.
- Korčemagin V.A., Emec V.S., Pavlov I.O. et al. Tektonophysikalische Besonderheiten regionaler Störungen Eurasiens // Z. geol. Wiss. – 1996. – Bd. 24 (3/4). – P.335–342.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Ustinova M.A. Santonian to Paleocene Tectonics of the East European craton and adjacent areas // Bull. de L'Institut Royal des Sciences Naturelles. Sci. de la Terra. – 1999. – 69-Supp. A. – P. 147–159
- Sim L.A., Korčemagin V.A., Frischbutter A., Bankwitz P., The neotectonic stress field pattern of the East European platform // Z.geol. Wiss. – 1999. – Bd. 27 (3/4). – 161–181.
- Sobornov K. Structural evolution of the Karpinskiy swell, Russia // C.R. Acad.Sci. Paris. – 1995. – T. 321, serie II. – P. 161–169.
- Ziegler P.A. Late Cretaceous and Cenozoic intraplate compressional deformations in the Alpine forland – a geodynamic model // Tectonophysics. – 1987. – V. 137. – P. 389–420.

КАЙНОЗОЙСЬКІ ПОЛЯ НАПРУЖЕНЬ/ДЕФОРМАЦІЙ ДОНБАСУ ТА ЇХНІ ЙМОВІРНІ ДЖЕРЕЛА

М.Л. Копп, В.А. Корчемагін

Розглянуто періодичність, динаміку та кінематику недостатньо вивчених кайнозойських рухів, що відбувались у Донецькій складчастій споруді та її околицях. Показано, що тут проявились дві самостійні кайнозойські орогенії: ларамійська фаза ранньоальпійської епохи (кінець маастріхту – палеоцен) і пізньоальпійська епоха, умовно новітня (тут: ранній міоцен – квартал), розділені тектонічною паузою в еоцені-олігоцені. Обидві вони проходили загалом в обстановці субмеридіонального тиску і субширотного розтягу, але істотно відрізнялись як зоною свого прояву, так і характером утворюваних структур. Перша з них більше проявилась безпосередньо на захід від Донбасу, де спричиняла стиск діапирів Дніпровсько-Донецького авлакогену, друга – сформувала Донецько-Приазовський новітній мегавал і зумовила правий зсув по бортових розривах Донбасу (Северодонецькому та Персіановському). Результати наведеного в роботі аналізу дозволяють зв'язати другу з них з одночасним орогенезом на Великому Кавказі. Природа помірних ларамійських рухів може бути пояснена внутріплитовою активізацією Західної та частини Східної Європи в результаті колізії плит в Альпах, Динаридах і Понті та одночасного початку спредингу в Північній Атлантиці – Арктиці, що створило зустрічний тиск з півночі. Загальним результатом дії обох процесів стали інверсія і стиск ряду авлакогенів Європи, і зокрема Дніпровсько-Донецького.

Ключові слова: ларамійська і новітня тектонічні епохи; кайнозойські поля напружень/деформацій; стрес-режим; горизонтальний зсув; колізія.

THE CENOZOIC STRESS/DEFORMATION FIELDS OF THE DONETS COAL BASIN AND THEIR PROBABLE SOURCES

M.L. Kopp, V.A. Korchemagin

The periodicity, dynamics and kinematics of inadequately studied Cenozoic activities in the Donets intraplate foldbelt ("the Donbass") and in its neighbourhood were considered. It has been demonstrated that two independent orogenies divided by a tectonic pause in the Eocene-Oligocene took place there, the Laramic one (the terminal Maestrichtian – Paleocene) of an early Alpine tectonic epoch and conventionally neotectonic one (Early Miocene – Quaternary) of a late Alpine epoch. The both orogenies proceeded at submeridional compression and sublatitudinal extension, but essentially differed in their areas and a style of structure. The first of them occurred immediately to the west of the Donbass where it caused horizontal compression of salt diapirs in Dnieper-Donets aulacogen whereas the second formed Donets-North Azov neotectonic megaswell and caused a dextral shear along border Severodonets and Persianoff upthrusts of the Donbass. Results of analysis carried in the article allowed associating the second orogeny with the simultaneous Greater Caucasian orogenesis. A nature of moderate the Laramic movements can be explained by the known intraplate activation of Western and partially Eastern Europe as a result of Africa-Eurasia collision at modern Alps, Dinarides and Pont as well as contemporaneous spreading onset in Northern Atlantic-Arctic which produced an opposite pressure from the north. A common results of both processes were inversion and compression of a number of the European aulacogens including the Dnieper-Donets one.

Key words: the Laramic and neotectonic epochs; Cenozoic stress/deformation fields; stress; horizontal shear; collision.

¹Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

²Донецький національний технічний університет, м. Донецьк