

Транскурентное разломление и сегментированное строение Фрако-Мизийской коллизионной зоны на Балканах

Еким Бончев

Геологический институт Болгарской академии наук, 1113 София

(Принята для опубликования 12 сентября 1988 г.)

Ekim Bončev — Transcurrent faulting and segmented structure of the Thracian-Moesian collision zone. The author develops further his ideas about the geodynamic role of the two lithospheric plates in Southeast Europe, the Moesian and the Thracian ones, as related to the evolution of the collision zone between them. During the Vendian-Cambrian the latter was a spreading zone in the Triballian microocean. During the Phanerozoic it provided the ground for the superposed development of the northern branch of the Alpine orogen, the Balkanids. The evolution of the zone is marked by multiple alternation of divergent and convergent tectonics. The Thracian-Moesian collision zone was synkinematically segmented by equidistant transcurrent faults. The separate segments show specific geological structure. During the Phanerozoic they suffered horizontal and less pronounced vertical displacements, and rotations. Their boundaries are low structural zones of prolonged development.

Резюме. Дорабатываются идеи автора о геодинамической роли двух литосферных плит в Юго-Восточной Европе — Мизийской и Фракийской, связанных с эволюцией коллизионной зоны между ними. В венд-кембрии коллизионная зона представляла зону спрединга в Трибальском микроокеане. В фанерозое суперпозиционно на ее почве возникла северная ветвь Альпийского орогена — Балканиды. Эволюция коллизионной зоны находилась под знаком многократной смены дивергентной на конвергентную тектонику. Фрако-Мизийская коллизионная зона является синкинематично сегментированной эквидистантно расположенными транскурентными разломами. Отдельные сегменты имеют специфическое геологическое строение. В фанерозой они были размещены в вертикальном и, в основном, в горизонтальном направлении и ротированы. Разграничительные линии представляют собой низкие структурные зоны с длительным развитием.

Природа Фрако-Мизийской коллизионной зоны

В болгарской геологической литературе еще очень давно была выдвинута идея о том, что северная ветвь Альпо-Гималайского орогена на Балканах возникла в процессе столкновения двух литосферных плит в Тетисском пространстве — Мизийской и Фракийской (Бончев, 1955, 1957). Было принято орогенную ветвь — Балканиды — рассматривать как продукт подвижной (конфликтной, коллизионной) зоны между плитами в ее развитии, начиная с венда и до сегодняшнего дня. В качестве основных структур верхних частей коры в зоне столкновения были приняты продольные разломы, благодаря чему конфликтная зона была охарактеризована как линиamentный пучок с глубинным заложением (Бончев, 1958). Последующие разработки выяснили, что фанерозойское развитие зоны столкновения протекало под знаком многократного чередования растяжения и сжатия. Замена дивергентной тектоники на конвергентную привела к несколькократному рифтообразованию с или без привноса магм, к транс-

формированию плоскостей разломов в надвиги и взбросы, к возникновению аркогенным путем междуразломных структур и т. д. В плане этого развития находится несколькократное надвигание активного северного фронта Фракийского микроконтинента на коллизионную зону и на активную южную кромку Мизийской плиты. В ходе тектонического развития важную роль играла и денивеляция между двумя плитами, осуществленная по длине коллизионной зоны.

Было предложено связать возникновение коллизионной зоны с формированием спрединговой зоны в венд-кембрии в условиях океанизации пространства между плитами (Бончев, 1977). В прошлом продукты этого Трибаллского микроокеана, а также и офиолитовая ассоциация спрединговой зоны считались признаками эвгеосинклинального развития в сдвоенном каледоно-герцинском цикле (Хайдutow & Иванов, 1965; Хайдutow, 1979). Новая трактовка показала, что в сардинскую фазу каледонского цикла океанические продукты были обдуцированы на южном борту Мизийской плиты (Бончев, 1977, 1984). Позднее коллизионная зона приняла на себя и отложения ордовика, силура и девона. Герцинский этап характеризуется обильным внедрением кальциево-щелочных магм с активным рифтогенезисом и молассообразованием и новым надвиганием легкого Фракийского микроконтинента на север.

Альпийское развитие коллизионной зоны отмечает новый шаг к ее тектоническому консолидированию и деградации. Тогда аркогенным путем возникают междуразломные антиклинории с ядрами каледонских и герцинских комплексов. Развитие Балканидов как представителя Альпийского орогена разворачивается суперпозиционно, вертикально, все в этом же конфликтном пространстве. Дважды в альпийскую эру — в титон-раннем мелу и палеогене — в коллизионной зоне образуются линеаментгеосинклинальные (=рифтовые) флишевые прогибы. Ликвидация их — соответственно в австрийскую и иллирскую фазы — связана с общим складкообразованием линеаментированного пространства. В результате позитивные альпийские структуры опрокидываются к северу на ограничивающих их разломных плоскостях. Позднеальпийское надвигание северного фронта Фракийского микроконтинента на коллизионную зону (Гетско-Среднегорский надвиг) привело к увеличению объемной асимметрии складчатых структур в Балканидах.

В позднеальпийском этапе Фрако-Мизийская коллизионная зона становится шире к югу путем плиомагматического рифтогенезиса. Она затрагивает самую северную полосу Фракийского микроконтинента. Возникает Среднегорская зона, которую можно проследить, начиная с Баната через территорию Болгарии в Северный Анадол. В конце мела и в палеогене рифтогенная Среднегорская зона вместе с северной кромкой Фракийской плиты надвигается на север — в основном на структуры, возникшие в коллизионной зоне. Следует процесс цепного эпирогенезиса (орогенезиса по Шатскому, Богданову, Хаину) с рекуррентными орогенными интермедиями.

На Балканах, следовательно, четко выделяются три области (домена) с различной эволюцией в фанерозое и с различным типом земной коры (литосферы). На севере находится Мизийская плита с субокеанским типом коры и с высоким коэффициентом базификации. Она играла роль доминантного кратона — тяжелая плита с низкой плавучестью. В настоящее время кора является тонкой с выравненным положением М (Йосифов & Пчеларов, 1977; Дачев, 1988), а литосфера довольно мощная (Babushka et al., 1986). Второй домен — Фракийская плита — и до наших дней сохранила свой толстый литосферный слой (более 140 km). Кора сильно континентализировалась, с высоким коэффициентом гранитизации, с большим размахом на поверхности М. Обладая высокой плавучестью, Фракийский микроконтинент в фанерозое выполнял роль тергального кратона с многократной тектономагменной мобилизацией. Третий домен — коллизионная зона — с корой междинного типа, с раздвинутым положением М и с астеносферным слоем, вынесенным высоко. В фанерозое он развивался под знаком многократного пульсирующего затухания (дегенерирование) тектонического процесса в коре.

Сегментированное строение

Фрако-Мизийскую коллизионную зону на Балканах можно проследить от Северного Баната (линия Петрошаны) до Черного моря, т. е. по длине в 700 км. На фоне ее единства, которое определяется от ее положения между активным микроконтинентальным

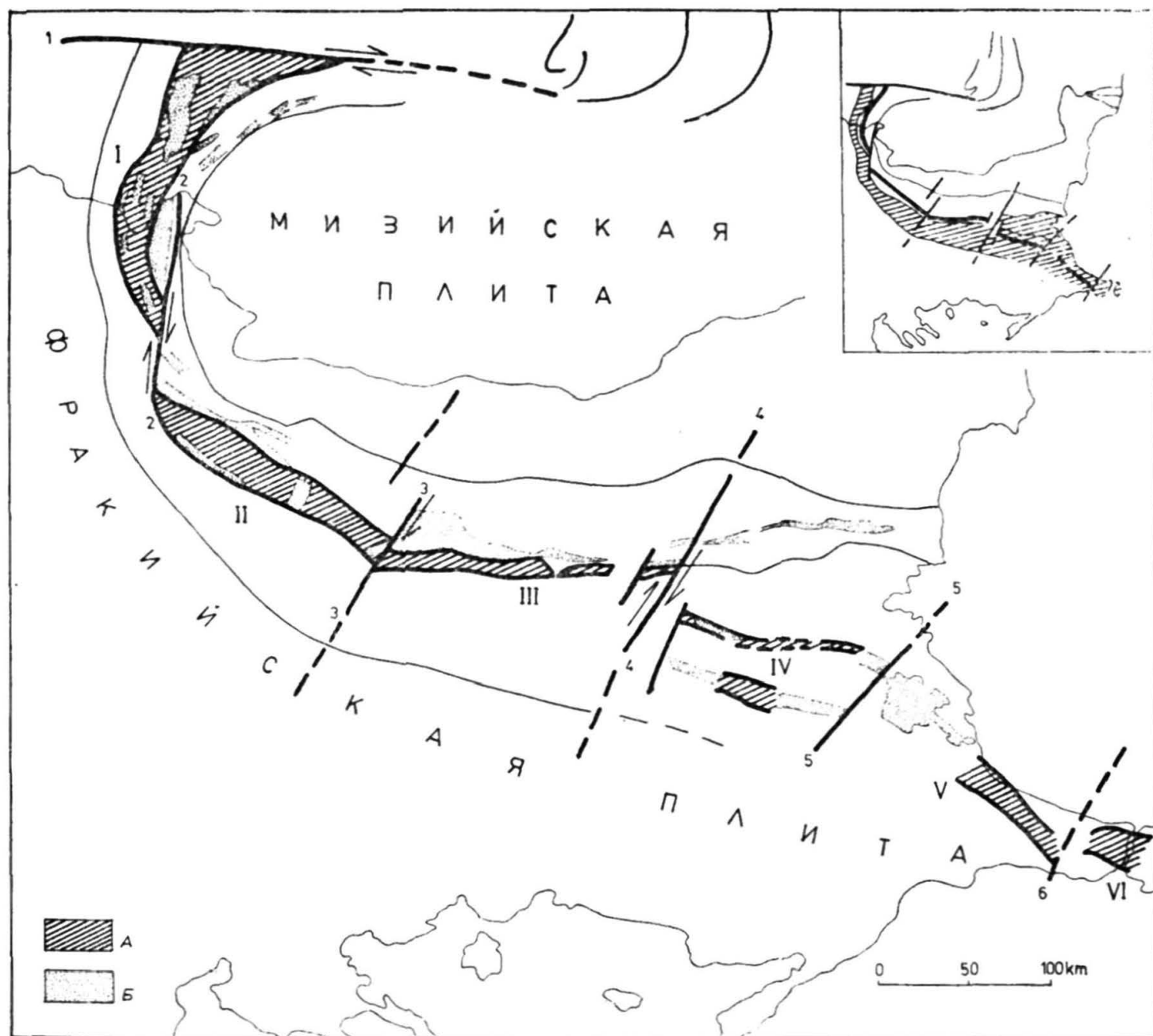


Рисунок сегментированного строения Фрако-Мизийской коллизионной зоны

A — Область распространения древне-каледонских (венд-кембрий) комплексов, зафиксировавших спрединговую зону в Трибальском океане; *B* — распространение древне-альпийских осадочных пород. I — Южно-Карпатский сегмент; II — Западно-Балканидний сегмент; III — Средне-Балканидний сегмент; IV — Восточно-Балканидний сегмент; V — Странджанский сегмент; VI — Восточно-Фракийский сегмент. 1 — Петрошанская линия; 2 — Тимокская линия; 3 — Етропольская линия; 4 — Твърдицкая линия; 5 — Звездецкая линия; 6 — Чаталджанская линия.

Врезка: Положение Среднегорской структурной зоны по отношению вероятной структуры коллизионной зоны.

Sketch of the segmented structure of the Thracian-Moesian collision zone: *A* — Old Caledonian (Vendian-Cambrian) complexes fixing the spreading zone in the Triballian ocean; *B* — Old Alpine sedimentary rocks; I — Southern Carpathian segment; II — Western Balkanid segment; III — Middle Balkanid segment; IV — Eastern Balkanid segment; V — Strandzha segment; VI — Eastern Thracian segment. 1 — Petrošani line; 2 — Timok line; 3 — Etropole line; 4 — Tvardica line; 5 — Zvezdec line; 6 — Čataldža line.

Inset: Location of the Srednogorie structural zone as related to the inferred suture of the collision zone

фронтом и активной окраиной платформы, Фрако-Мизийская коллизионная зона разделяется на несколько сегментов. Сегментированное строение мотивируется различиями в фациях и полнотой разреза в скальных комплексах, по структурной обстановке, по различиям во времени и способу деформирования. Отдельные сегменты различным образом ротированы и размещены в горизонтальном и вертикальном направлении. Это находит отражение в ориентации тектонических директрис, а в целом придает ступенчатоподобный синусоидный ход коллизионной зоне. Основные размещения отдельных сегментов Фрако-Мизийской коллизионной зоны многократно рсализовались по нескольким большим транкурентным разломам (пучкам разломов), которые таким образом сравниваются с сингенетическими трансформными разломами. Так как разломные линии в различной степени выходят за пределы коллизионной зоны и вторгаются в сопредельные литосферные плиты, то получается картина мегаблокового расчленения всего пространства. Таким образом, отдельные сегменты коллизионной зоны приобретают характер больших землекоровых блоков (мегаблоков) по всему пространству на Балканах. Главными транкурентными линиями, ограничивающими и мегаблоки, являются Петрошанская, Тимокская, Етропольская, Твырдицкая. К востоку намечаются две линии, чья природа еще не выяснена достаточно: Звездецкая (Восточно-Фракийская) и Чаталджанская. Производит впечатление почти одинаковая длина отдельных сегментов Фрако-Мизийской коллизионной зоны, т. е. эквидистантность основных транкурентных линий, которая оказывается в границах 130—150 km.

Таким образом обособляются следующие сегменты:

- Южно-Карпатский (I сегмент)
- Западно-Балканидный (II сегмент)
- Средне-Балканидный (III сегмент)
- Странджанский (IV сегмент)
- Восточно-Фракийский (V сегмент)

В геологическом строении I и II сегментов имеется много общих черт. Совсем недавно они были рассмотрены в рамках одной Балкано-Карпатской дуги (В о п ъ е в, 1988). Оба сегмента сложены одним большим внутренним антиклинорием (Дели Йован-Алмашский, соответственно Берковский) и одним более внешним антиклинорием (Мирочско-Мехетдински, соответственно Белоградчикский). Во внутренних антиклинориях широкое распространение имеет трибальский геокомплекс, в котором в Южно-Карпатском сегменте преобладают комплексы с более высокой степенью метаморфизма. Вскрываются раннекаледонские комплексы и структуры. Герцинские и позднеальпийские породы также в сравнимых фациях. Общее в развитии обоих сегментов вытекает из факта возникновения обоих сегментов в Средецкой структурной нише, благодаря чему они подчинены закономерностям, характерным для развития этой большой депрессии.

Однако граница между I и II сегментами является убедительной. Она проходит в Тимокской низкой структурной зоне Цвинча. В нее погружаются противоположно четыре антиклинория. Имеются различия и в развитии их самых внешних зон: Северинская — для I сегмента и Владимировская — для II сегмента.

Средне-Балканидный (III) сегмент имеет также свою специфику, которая материализуется в Шипченском, соответственно в Среднегорском антиклинории (элемент Среднегорской зоны, но приобщенный к Балканидам). Их периклинали погружаются в обеих граничных, низких структурных зонах — Етропольской и Твырдицкой. И здесь, аналогично двум более западным сегментам, перед Шипченским антиклинорием находится более низкий антиклинорий, представленный тремя позитивными структурами, которые выглядят в виде эшелона: Тетевенская, Черниврышская и Еленско-Букакская. Существует и внешняя (переходная) полоса. По строению она несовместима с внешними полосами более западных сегментов.

Специфическим является развитие океанских вендо-кембрийских пород; в них до сих пор не установлены офиолиты, нет и положительных данных о толентовом характере диабазов, хотя он более чем вероятен. Характерно развитие кислого пермского

субсеквентного магматизма, а также и Троянского флишево-терригенного комплекса с возрастом титон-ранний мел. Он не известен ни на востоке, ни на западе в коллизионной зоне. Специфическим является также разрез палеоцено-лютетских комплексов. В отличие от II-го, в III сегменте не доказаны следсардинские каледонские скальные формации и структуры. Не развит и рифтогенный молассовый герциникум (Белоградчикский и Кутловикский геокомплексы). Это не дает основания в III сегменте наметить элементы герцинской тектоники. Однако в III сегменте более категоричны австрийские и субгерцинско-ларамийские деформации. Более масштабно иллирское надвигание, причем более ясное продвижение северного фронта Фракийского микроконтинента на Балканиды.

Западная граница III-го сегмента ясная и резкая — это Етропольское структурное понижение. Восточный конец III-го сегмента осуществляется в Твырдицком разломном пучке совсем убедительным образом.

Странджанский (IV-ый) сегмент перемещен к югу по отношению к III (правое сдвигообразование) по длине Твырдицкой комплексной линии, комбинированное со Старо-Загорской линией как оперяющей (Бончев, 1979). Основанием для такой точки зрения является общность в первичных фациях скальных комплексов Странджанской области с теми, что в Средних Балканидах, а также сравнение главных линий в строении. И в этом сегменте установлены обнажения Трибальского геокомплекса (Василев & Савов, 1962; Савов, 1979). Единственный анализ пробы диабазовых пород, сделанный до настоящего времени, показывает их толеитовый характер (устное сообщение Г. Чаталова). Различия в фации мезозойских пород приходятся на дополнительный повсеместный ангиметаморфизм и на частичный метаморфизм в условиях зеленосланцевой до альмандиновой фации. Первичное строение Странджанской области как интегральной части Фрако-Мизийской коллизионной зоны впоследствии было значительно переработано. Имеется в виду процесс вклинивания этой области в Субродопскую депрессию Фракийского массива и особенно — тектоническую регенерацию по законам позднеальпийской тектоники, в то время как Странджа становится интегральной частью Среднегория. Несмотря на это, хорошо сохранились следы балканидного антиклинория как основной (штамповой) альпийской структуры. Это Центральнo-Странджанский антиклинорий, чье северное крыло сейчас сохранилось по Свети-Илийским возвышениям, а восточнее от Тунджанской линии — по Бояновской моноклинали и по Кондоловской полосе.

Трудно найти категоричные доказательства о времени относительного перемещения Странджанского сегмента на юг. Возможно, что это действительно произошло в австрийскую фазу. Однако нельзя исключать и более ранний акт деформации. Во всяком случае, попавший дополнительно в условия среднегорской рифтогенной тектоники, Странджанский антиклинорий во время верхнего мела глубоко разрывается продольными разломами. В лобовой его части создается Елховский эпиантиклинальный грабен, заполненный рифтогенными отложениями. Продольные разломы явились проводниками значительного количества среднегорских магм, застывших на различных уровнях в грабене и в теле антиклинория. При следующем акте Странджанский антиклинорий полностью надвигается с севера на лежащую спереди Дебелтскую депрессию. Это надвигание реализовалось на основе масштабной Северо-Странджанской (и Северно-Свети-Илийской) флексуры.

Естественно ставить вопрос о судьбе пространства, освобожденного от первичных Странджанских структур, т. е. о пространстве Лудокамчийской зоны. Вынос Странджанской пластины — верхние слои земной коры — можно сравнить с южно-вергентным комплексным надвиганием. В освобожденном пространстве формируется „Сливенский гравитационный минимум“ (Дачев, 1988), а сам фундамент, сохранивший свою линеаментную природу, продолжает разрываться рекуррентно и постумно. В позднем мелу это пространство продолжило свое развитие по законам среднегорской тектоники.

Разрыв между III и IV сегментами Фрако-Мизийской коллизионной зоны произошел в зоне Твырдицкого разломного пучка. За восточную границу Странджанского

сегмента необходимо принять исследованную на болгарской территории Звездецкую сдвиговую линию (С а в о в, 1962). Она выглядит ступенчато размещенной в результате правого движения линии Младежка-Река. Звездецкий сдвиг здесь надо понимать как элемент Восточно-Фракийской транскурентной линии.

Восточно-Фракийский (V) сегмент изучен хуже. В любом случае мы не располагаем достаточно представительными геологическими разработками для этих мест. Однако существующие показывают, что следкаледонское развитие происходило собственным путем (ср. Ч а т а л о в, 1987а, 1987б).

Основные транскурентные линии

В румынских разработках и геологических картах Петрошанская линия обозначается лобовой частью южновергентного надвига. Линия прослеживается все южнее долины р. Бистра и параллельно ей. Отсекает с юга депрессию Хацег включительно до Петрошани. Оттуда все в восточном направлении как раздвинутая лобовая часть надвигания эта линия трассируется до долины Лотру. В болгарской литературе (В о п џ е в, 1979; К а р а г ј у л е в а et al., 1980) Петрошанская линия трактуется как региональный сдвиг, по которому осуществилось значительно правое скольжение блоков. Разумеется, этот основной характер движений не исключает и южновергентное надвигание в приповерхностных частях коры. В цитированных публикациях было принято многокилометровое передвигание к востоку Трансильванского блока, т. е. Паннонского массива. Такая идея была высказана ранее Б. Алексичем и М. Каленичем, которые сдвиговую линию поставили, однако, значительно севернее — приблизительно по долине Муреш. По нашим представлениям Банатский блок при своем скольжении к западу вращался и по часовой стрелке. Этот процесс связывался и с передвиганием к запад—юго-западу, соответственно с левым вращением, Мизийской плиты.

Главное горизонтальное размещение по Петрошанской линии следовало бы считать допозднемеловым. Очень ограничены обнажения верхнего мела среднегорского типа севернее Петрошанской линии. Этот факт делает возможным постумное сдвигание и после позднего мела или в его конце. Основание для еще более молодых рекурентных движений дает положение долины р. Бистра, депрессии Хацег и Видра. Во всех случаях Петрошанская линия представляет собой резкую геологическую границу. Тот факт, что линия ограничивает с севера распространение Трибальского геокомплекса и раннего палеозоя, усиливает представление о ее древности.

Тимокская линия была намечена косвенным образом Й. Цвийчем. Этот автор характеризует возвышение Крайна и Зайчарскую депрессию как низкую структурную зону, в которой р. Тимок сама проложила долину, используя продольный разлом (С в и ј и џ, 1904). Позднее В. П е т к о в и ћ (1930) трассирует разлом по долине р. Поречка, который отсекая с востока Дели Йован, продолжается в долине Тимок и до Пиротской котловины. Этот разлом С и к о ш е к (1955) рассмотрел как правый сдвиг, возникший перед заложением Среднегорского Тимоцкого рва. Размах сдвига Сикошек определяет в 50—60 km. В последнее время, рассматривая этот разлом как предестинатор Северинской полосы, приняли, что его следовало бы искать не на западе, а восточнее Мироч, все по длине титонско-ранне-меловой спрединговой зоны (В о п џ е в, 1988).

Еще Цвийч установил, что по длине Тимоцкого разлома с одной стороны сводятся структуры на Балканидах, а с другой стороны — на Южных Карпатах. При этом их тектонические директриссы засекаются под углом 145°. Рассчитывание геологической обстановки в Восточной Сербии дает основание определить возраст основного сдвигового движения как допозднемеловой и принять, что Тимокская линия имеет свое главное выявление и в австрийском структурном плане Фрако-Мизийской коллизионной зоны.

Етропольская линия является следующим к востоку основным транскурентным разломом, пересекающим Фрако-Мизийскую коллизионную зону (Бончев, 1963, 1971, 1986). Его выявление не может быть связано только одним единственным актом деформации, несмотря на то, что он хорошо выявлен как сингенетический на фоне аркогенного формирования альпийских складчатых структур. Как уже известно, по его длине создалась низкая (погруженная) структурная зона, в которой сводятся противоположно с расхождением рядов периклиналей позитивных структур Старо-Планинской зоны и Предбалкана. При этом директриссы этих структур пересекаются приблизительно под углом 145° . Старо- (средне-) альпийское по возрасту и Етропольское структурное понижение (Бончев, 1986) заполнено триасовыми и юрскими отложениями. Современная изученность древнего палеозоя дает основание принимать, что Етропольская линия вместе с оперяющей ее Кюстендильской линией играла лимитирующую роль еще при каледонском развитии пространства. О продолжительности активности Етропольской линии говорит тот факт, что по ней происходили постумные сдвиги, затрагивающие и главный современный водораздельный рубеж Болгарии (Бончев, 1988). При геофизических исследованиях устанавливается, что и в настоящее время эта линия представляет собой „магистральный разлом“, раскрывающийся в более низких слоях коры (Добрев и кол., 1982). Етропольская линия, или ее элементы, не обнажаются на поверхности — она представляет собой криптолинеament.

Твырдицкая линия была определена как „пояс сдвигового разломления, расположенного косо к Балканидам“ (Бончев, 1958). При последующих разработках он был принят как синкинематичный альпийскому структурообразованию в Балканидах. Будучи структурным понижением высокой категории, в него погружаются периклинали Шипченского и Среднегорского антиклинория, а также пять более значительных антиклиналей Предбалкана: Еленская, Букакская, Буйновская, Преславская, Омуртагская. Странджанский сегмент при своем относительном движении к югу вращался по направлению часовой стрелки. Таким образом, в зоне Твырдицкого разломного пучка тектонические директриссы подсекаются под углом 145° . Бурением была доказана активность Твырдицкого пучка в триасе и нижней и средней юре (Георгиев & Моначов, 1979; Георгиев и др., 1981). Особенно значительные разнонаправленные движения по Твырдицкому разломному пучку произошли в австрийской и иллирской фазах (Бончев, 1979; 1986б). Однако он контролировал осадконакопление почти во всем альпийском тектоническом цикле (Бончев, 1986а). Самое последнее выявление его связано с неотектоническими движениями (Бончев, 1988). Твырдицкая линия хорошо мотивирована и по расположению современных геофизических полей. Это было подчеркнуто Йосифовым (Бончев & Йосифов, 1984). Сливенский гравитационный минимум (Дачев, 1988) на западе доходит до переходной гравитационной зоны, которая также хорошо маркирует положение Твырдицкой линии. Были приведены доказательства (Бончев, 1986б), что вдоль Твырдицкой линии произошли сдвиговые движения разменного знака.

В своем современном проявлении Твырдицкая тектоническая линия представляет собой пучок продольных разломов шириной более 70 km. Основной разломной структурой в линеamentном пучке является Птичевская, которая прослеживается непосредственно на протяжении 130 km в хорошо выдержанном направлении 40° (твырдицкое направление).

Роль и значение Звездецкой (Восточно-Фракийской) и Чаталджанской линии все еще предстоит выяснить. По первой установлен правый сдвиг в области Звездец (Савов, 1962), который, возможно, связан со значительным перемещением к югу блока Мизийской платформы. Не исключено, что Чаталджанская линия является третьей ступенью в серии из трех постумно раздвинутых сдвиговых линий, разорвавших и раздвинувших Фрако-Мизийскую коллизионную зону (Твырдицкая — Звездецкая — Чаталджанская линия).

Заключение. Дискуссия

Геодинамическая обстановка на Балканах и их соседних территориях в фанерозое контролировалась двумя литосферными плитами — Мизийской и Фракийской. Первая играла роль доминантного кратона в Тетиском пространстве, а вторая — тергального кратона. Геодинамический процесс развивался под знаком:

- увеличения коэффициента базификации земной коры в Мизийской плите и формирования коры субокеанского типа в контексте Понто-Каспийской плиты; обособления плиты в платформе по пути интеграционных процессов;

- континентализирования земной коры во Фракийской плите по пути многократного тектоно-магматического мобилизирования; обособления плиты в микроконтинент (срединный массив);

- сложной тектоно-магматической эволюции конфликтной зоны между двумя плитами по пути многократной смены дивергентной на конвергентную тектонику; сингенетического сегментирования.

В соответствии с таким направленным развитием тектонического процесса по законам униформизма и до настоящего времени литосфера сохранила свою самую значительную мощность в Мизийской (до 130 km) и во Фракийской (до 140 km), причем, как и стоило ожидать, астеносферный слой значительно поднят в зоне коллизии (ср. *W a b u s h k a et al.*, 1986). Земная кора является самой тонкой на платформе (28—36 km) с выравненным положением дискоконтиньюитета М, а самой толстой (до 50 km) и с самой большой амплитудой М — в срединном массиве (*Й о с и ф о в & П ч е л а р о в*, 1977; *Д а ч е в*, 1988).

И в настоящее время зона столкновения между литосферными плитами маркируется тонкой литосферой с раздвиженной нижней границей и с преобладающей нетолстой корой с активной нижней границей. Коллизионная зона с такой характеристикой показывает синусоидный ход и план, который совпадает с ее современными очертаниями.

Фрако-Мизийская коллизионная зона разорвана на сегменты, которые характеризуются как специфическим набором скальных комплексов, так и собственным структурным инвентарем. Границы между отдельными сегментами представляют собой перворазрядные транскурентные линии с характеристикой трансформных разломов. Длина и объем отдельных сегментов сравнимы. Их длина в границах 130—150 km. Следовательно, можно подчеркнуть эквидистантный поперечный разрыв коллизионной зоны, которая на Балканах имеет общую длину около 700 km.

Основные транскурентные разломы проникают и за границы коллизионной зоны, причем вторгаются различным образом внутрь в сопредельные литосферные плиты — в основном во Фракийскую, которая поначалу дезинтегрируется. Существуют и транскурентные разломы II-го порядка.

Исследования, сделанные до сих пор, показывают различный возраст поперечного разрывания. В общем плане он весьма высок. Факт, что отдельные большие альпийские антиклинальные структуры замкнуты в пределах сегментов и то, что их периклинали сходятся в полосы транскурентных разломов, определяет верхнюю возможную границу возникновения сегментирования по крайней мере как раннеальпийскую. Развитие транскурентного разламывания в большинстве случаев можно проследить почти по всему альпийскому тектоническому циклу. Однако, имеются и данные, что эти линии или их части контролировали осадконакопление и распределение магменных тел в каледонском и герцинском циклах. Самый главный разрыв коллизионной зоны произошел в раннеальпийском этапе и в основном в австрийской фазе. По рекуррентному пути разрывание продолжилось и позднее — даже в современную эпоху.

Отдельные сегменты коллизионной зоны размещены различным образом в вертикальном и в горизонтальном направлении и различно ротированы.

Обращает внимание факт, что во всех трех последовательных стыковых полосах — Тимокской, Етропольской и Твырдицкой, — лучше всего изученных, тектонические

директриссы соприкасающихся сегментов пересекаются под одинаковым углом (около 145°). Кроме того, имеется нечто общее между Етропольской и Твырдицкой полосами — развито также оперяющее направление, представленное 70-градусными линиями: Кюстендильская, соответственно Старо-Загорская. Обе скомпенсировали часть напряжений при горизонтальном скольжении.

При основном разрыве и сдвигах в древнеальпийском этапе создавалась картина ступенчатого размещения с правым уступом. Это касается Петрошанской, Тимокской, Етропольской, Твырдицкой и Звездецкой линий. Таким образом, следующие сегменты последовательно эшелоноподобно размещены вправо.

Максимальное горизонтальное скольжение отдельных сегментов характеризуется сравнимыми значениями. Осуществлены и горизонтальные размещения с переменным знаком.

Большие антиклинории, которые дают характеристику и объем отдельным сегментам по альпийскому структурному плану, не переступают границу определенного сегмента. Они заходят своими переклиналями в стыковые полосы транскурентных линий. Это усиливает характеристику этих полос как низких структурных зон, предестинированных глубоким, скрытым разрывом земной коры.

Все вышеупомянутое определяет транскурентные разломные линии как синкинематические; а само коллизийное пространство обладает имперманентным фанерозойским развитием.

Л и т е р а т у р а

- Бончев, Е. 1955. *Геология на България*. I. Н. и И. С. 264 с.
- Бончев, Е. 1957. Некоторые вопросы тектоники восточной части Балканского полуострова в связи с тектонической проблемой Причерноморья. — *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, 32, № 6; 13—23.
- Бончев, Е. 1958. Върху един пояс на отседно разломяване, разположен косо на Балканидите. — *Изв. ГИ БАН*, 6; 3—17.
- Бончев, Е. 1963. Нови идеи за тектониката на българските земи. — *Спис. БАН*, 8, № 2; 20—30.
- Бончев, Е. 1971. *Проблеми на българската геотектоника*. С., Техника. 204 с.
- Бончев, Е. 1977. Трибаллийски геоконплекс в каледонском развитии Балканского полуострова. — *Geol. Balc.*, 7, 3; 3—30.
- Бончев, Е. 1979. Странджа в структурной модели Балканского полуострова. — *Geol. Balc.*, 9, 2; 3—28.
- Бончев, Е. 1986а. *Балканидите*. С., БАН. 273 с.
- Бончев, Е. 1986б. Разнонаправленные горизонтальные смещения по транскурентной линеаментной полосе. — *Geol. Carpath.*, 37, 3; 277—282.
- Бончев, Е. 1988. Указания за млади напречни размествания на блокове в Трако-Мизийската коллизийна зона. — *Пробл. на геогр.* № 3; 3—11.
- Бончев, Е., Йосифов, Д. 1984. Разломная сеть и сегментирование земной коры территории Болгарии. — *Блоковое строение и разломы геос. областей*. С., БАН, 34—53.
- Василев, Л., Савов, С. 1962. Върху присъствието на диабазовофилитоидна формация с палеозойска възраст в западните отдели на Странджанско-Сакарската област. — *Спис. Бълг. геол. д-во*, 23, № 3; 344—348.
- Георгиев, Г. В., Монахов, Ив. 1979. Нови данни относно границата между Мизийската платформа и Предбалкана в Североизточна България. — *Год. СУ, Геол.-географ. фак.* 71, № 1; 367—378.
- Георгиев, Г. В. и др. 1981. Дълбочинен строеж на Елено-Преславския Предбалкан по сеизмични данни. — В: *Геология и нефтегазоносност на Североизточна България*. С., Техника; 61—69.
- Дачев, Хр. 1988. *Строеж на земната кора в България*. С., Техника. 334 с.
- Добрев, Т., Рязков, Хр., Ташев, Н. 1982. Структурни особености в централните части на Западна България в светлината на комплексната интерпретация на геолого-геофизичните данни. — *Год. ВМГИ*, 28, № 2; 217—256.
- Йосифов, Д., Пчеларов, В. 1977. Схема мощности земной коры Балканского полуострова и некоторые особенности ее строения. — *Geol. Balc.*, 7, 2; 7—22.
- Петковић, В. К. 1930. Приступна академска беседа. — *Глас САН*, 111, I, кн. 67.
- Савов, С. 1962. Тектоника на Южна Странджа. — *Приноси към геол. Бълг.* I; 253—298.
- Савов, С. 1979. Палеозойские низкокристаллические породы в северной периферии Центральной Странджи. — *Доклады БАН*, 32, № 8; 1097—1100.
- Сикошек, Б. 1955. Нека геолошка запажання у источном делу Источне Србије. — *Зб. радова ГИ*, 8; 11—19.

- Хайдутов, Ив. 1979. Магматични и анатектични явления в Старопланинската палеозойска евгеосин-клинала по примера на Бързийския мигматитов масив. — *Геотект., тектонофиз. и геодин.*, 8—9; 39—54.
- Хайдутов, Ив., Иванов, Ж. 1965. Некоторые особенности магматизма и метаморфизма в зоне Балканского глубинного разлома. — *КБГА, VII конгр. Докл. I*, 67—75.
- Чаталов, Г. 1987а. Литология нижнеюрских пород Странджанской области Болгарии. — *Geol. Balc.*, 17, 4; 41—64.
- Чаталов, Г. 1987б. Литология среднеюрских пород Странджанской зоны в Болгарии. — *Geol. Balc.*, 17, 5; 15—40.
- Babushka, V., Plomirova, J., Spasov, E. 1986. Lithosphere thickness — a model derived from teleseismic Presiduals. — *Geol. Balc.*, 16, 5; 51—54.
- Bončev, E. 1978. Geotectonic Position of the Balkanides. — *Geol., Balc.*, 8, 1; 23—40.
- Bončev, E. 1979. The Moesian Platform and its Role in the Phanerozoic Evolution of the Balkan Peninsula. — *Zavod geol. i geof. istr. Beograd*, 37, A; 49—58.
- Bončev, E. 1988. Main ideas in the tectonic synthesis of the Balkans II. — *Geol. Balc.*, 18, 4; 15—35.
- Свијић, Ј. 1904. Die Tektonik der Balkanhalbinsel. — *C. R. Congr. geol. int. Vienne*, S. 347—370.
- Karagjuleva, J., Kostadinov, V., Bončev, E. 1980. The Carpato-Balkan Sigmoid in the Context of Shearing Transite Wrench-Fault Zones. — *Geol. Balc.*, 10, 1; 3—14.