

ГЕОДИНАМИКА НА БЪЛГАРИЯ

Хернани Спиридонов¹, Владимир Макаров²

¹Институт за космически изследвания – Българска академия на науките;

²Институт по геоестрология – Руска академия на науките

e-mail: kspiridonov@space.bas.bg; makarov@geoenv.ru

Ключови думи: Геодинамика, новата глобална тектоника, еволюция на Земята, Балканския полуостров, Източното Средиземноморие

Резюме: В първата част на публикацията се разглеждат някои основни въпроси на геодинамиката, възникнала през 60-те години на миналия век и тясно свързана с появата и развитието на новата глобална тектоника. В своето развитие геологията и в частност и геоморфологията са били описателни и обяснителни науки. Съществуващите или последователно създаваните през отделни етапи от тяхното развитие частни теории не създадоха единен възглед или обща геоложка концепция за генезиса и еволюцията на Земята. Геоложките явления и събития протичат за милиони години и далеч не могат да се възпроизведат при различни лабораторни експерименти и наблюдения. Всички явления и събития, свързани с генезиса, еволюцията и възрастта на Земята имат физическа същност и използвайки фундаменталните закони на физиката може да се създаде непротиворечив модел на тази еволюция като цялост или на отделни нейни сегменти и локалитети.

На базата на различни литературни източници основните принципи на геодинамиката се заключават в следното: Земята е физично тяло, което се развива в съответствие с основни физични закони; Земята и нейните обвивки (кора, мантия и ядро) представляват единна геодинамична система; Основните източници на енергия и фактически нейната тектонска активност се намират вътре в Земята; Геодинамичната еволюция на Земята е задължително да се разглежда съвместно във времето и пространството; Съвместно разглеждане на химичните и механичните процеси, които се осъществяват в недрата на Земята; Геодинамичната активност на Земята е неравномерна във времето и пространството и се предполага, че съществува периодичност в главните етапи от нейната еволюция.

По нататък се разглеждат някои общи представи за субдукционно-колизийните условия на източното средиземноморие през палеогена и неогена. също така се обсъжда палеогеодинамичното развитие на българските земи през херцинския орогенен етап. На базата на стратиграфски, магматични, металометрични и метаморфни условия на лавазия, в който континент българската плоча е неразделна част, се обсъжда идеята, че южната половина на лавазия всъщност е представлява активна континентална крайнина (андски тип) и през този орогенен етап реално се създава суперконтинентът пангея-2, простиращ се от полюс до полюс подобна представа се обсъжда и от други изследователи, което е посочена в текста и в литературата.

GEODYNAMICS OF BULGARIA

Hernani Spiridonov¹, Vladimir Makarov²

¹Space Research Institute – Bulgarian Academy of Sciences;

²Institute of Environmental Geoscience – Russian Academy of Sciences

Key words: Geodynamics, new global tectonics, evolution of the Earth, Balkan Peninsula, East Mediterranean region

Abstract: The first part of the publication considers some basic problems of geodynamics – a science that emerged in the 60-ies of the last century in close relation with the origin and development of the new global tectonics. Geology and geomorphology in particular, have been descriptive and explanatory sciences in the course of their development. The existing or the subsequently created during the single stages of their development partial theories had not created a unified idea or a general geological conception about the genesis and evolution of the Earth. The geological phenomena and events proceed in the course of millions of years and are far from being reproduced in different laboratory experiments and observations. All phenomena and events related with the genesis, evolution and age of the Earth have a physical essence and using the fundamental laws of physics a consistent model could be created for this evolution as a whole or for its single segments and localities.

On the ground of different literature sources the basic principles of geodynamics are reduced to the following: the Earth is a physical body, which is developed in conformity with fundamental physical laws; the Earth and its envelopes

(crust, mantle and core) represent a unified geodynamic system; the main energy sources and actually its tectonic activity are found inside the Earth; the geodynamic evolution of the Earth has to be obligatorily considered in both time and space; the chemical and mechanical processes occurring in the Earth interior have to be considered together; the geodynamic activity of the Earth is irregular within time and space and it is supposed that periodicity exists in the main stages of its evolution.

Further on, some general ideas about the subduction-collision conditions of the East Mediterranean area during the Paleogene and the Neogene are considered. The paleogeodynamic development of the Bulgarian lands during the Hercinian orogenic stage is also considered. On the basis of stratigraphic, magmatic, metallometric and metamorphic conditions of Laurasia, the Bulgarian plate being an indivisible part of this continent, the idea is discussed that the left half of Laurasia represented in fact an active continental periphery (of the Andian type) and that during this orogenic period the supercontinent Pangea 2 was actually created that spread from one pole to the other. A similar idea is also considered by other researchers, as shown in the text and in the references.

Увод

Геодинамиката е относително нов раздел на геологията. Тя възникна през 60-години на миналото столетие и е тясно свързана с появата и развитието на новата глобална тектоника. В своето развитие геологията и в частност и геоморфологията са били описателни и обяснителни науки. Съществуващите или последователно създаваните през отделни етапи от тяхното развитие частни теории не създадоха единен възглед или обща геологическа концепция за генезиса и еволюцията на Земята. Независимо, че при изследването на развитието на Земята се използваше обективно целият комплекс от знания на всички значими и достоверни факти от нейната област, те в по-голямата си част оставаха в сферата на предположенията и най-често не издържаха теста на количествените оценки, експерименти или наблюдения. От друга страна не трябва да се забравя, че геологическите явления и събития протичат за милиони години и не винаги могат да се възпроизведат при различни лабораторни експерименти и наблюдения. Всички явления и събития свързани с генезиса, еволюцията и възрастта на Земята имат физическа същност и използвайки фундаменталните закони на физиката може да се създаде непротиворечив модел на тази еволюция като цялост или на отделни нейни сегменти.

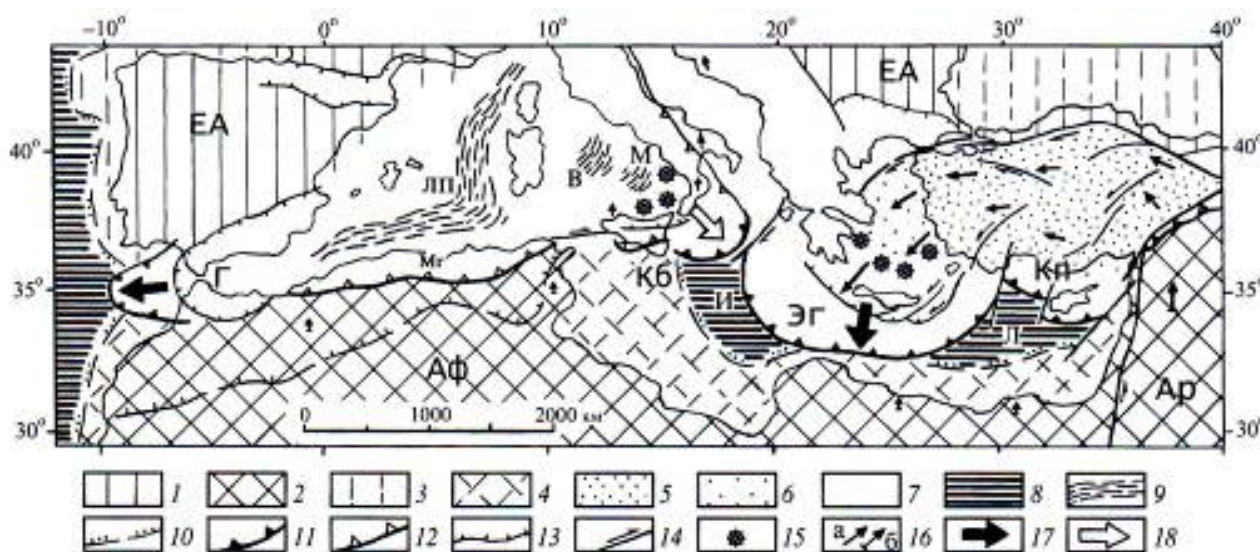
На базата на различни литературни източници, основните принципи на геодинамиката се заключават в следното: Земята е физическо тяло, което се развива в съответствие с основни физически закони; Земята и нейните обвивки (кора, мантия и ядро) представляват единна геодинамическа система; основните източници на енергия на Земята и нейната тектонска активност се намират вътре в нея; геодинамическата еволюция на Земята задължително се разглежда съвместно във времето и пространството; съвместно се разглеждат химическите и механическите процеси, които се осъществяват в недрата на Земята; геодинамическата активност на Земята е неравномерна във времето и пространството и се предполага, че съществува периодичност в главните етапи от нейната еволюция (Аплонов, 2001).

В светлината на горните идеи и постановки се прави опит да се разгледа геодинамиката на Балканския полуостров като част от Източното Средиземноморие.

1. Общи представи за субдукционно-колизийните условия в Източното Средиземноморие

Поглъщането на океанската литосфера в зоните на субдукция представлява главният механизъм за съкращаване на пространството между континенталните плочи при тяхното насрещно движение. Наблюденията върху Източното Средиземноморие показват, че някои сегменти на субдукционния пояс продължават своето развитие и след началото на междуконтиненталната колизия. Продължава субдукцията само в тези участъци, които се оказват затворени между инденторите (издатините) на потъващата континентална плоча, където се запазват реликтови океански басейни. Обаче в тези случаи субдукцията в голяма степен има друго развитие. Особеностите на субдукцията в реликтовите басейни на междуконтиненталния орогенен пояс се определят според редица изследователи от три главни причини: преустройство на субдукционната кинематика, въздействието на съседните колизийни структури и ограниченост на пространството, в което се развива субдукцията. Последствията от тези въздействия се изразяват в тектониката, проявленията на метаморфизма и магматизма (Dewey, 1980, Lomize, 1988, 2004; Yilmaz, 1993, Robertson, 2000, Keay & Lister, 2002; Jolivet et al., 1998, и др.). Общо взето доколизийната история на Средиземноморието през мезозоя и ранния кайнозой е много добре изучена и известна. Субдукцията се е развивала между пасивната Африкано-Арабска крайнина на юг и активния Евразийски край на север, където се създава обширен акреционен пояс. Последователното съкращаване на океана довежда до това, че в края на средния еоцен Арабският индентор (издатък) достига до този акреционен пояс (Yilmaz, 1993; Короновский и др. 2003) и поставя началото на междуконтиненталната колизия. От среден еоцен източната половина (Иран и Хималаите) на океанската кора на Тетиса е напълно субдуцирана и остава да съществува само неговата западна половина. Тази западна

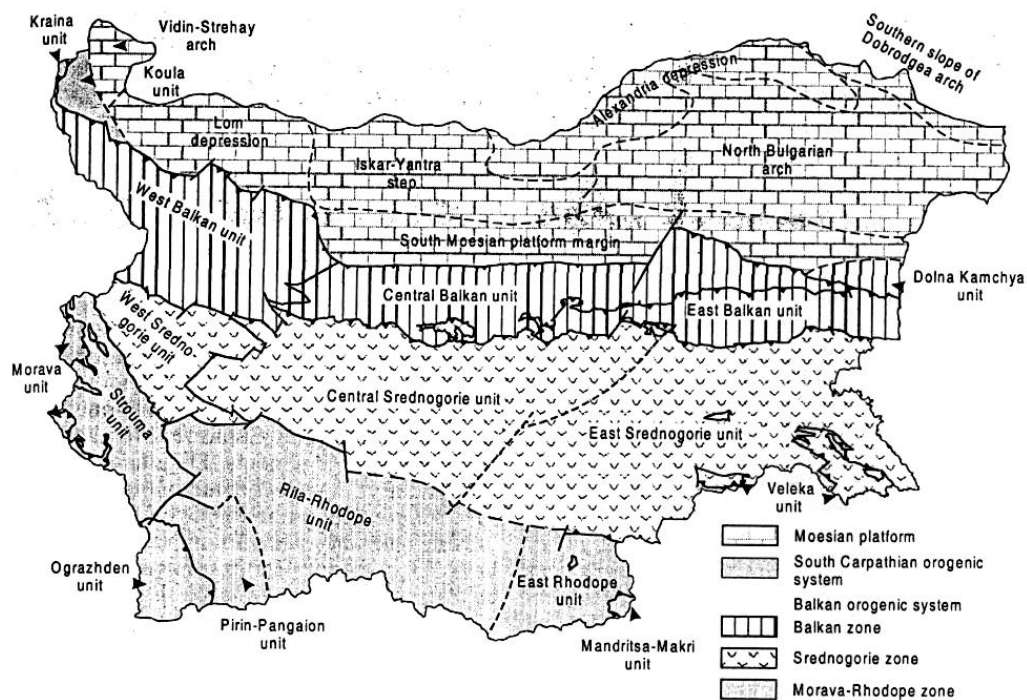
половина е днешното Средиземно море, типичен реликтов океански басейн от Тетиса, заедно със зоните на субдукция по неговата северна окрайнина (Гибралтарска, Калабрийска, Егейска и Кипърска) фиг. 1.



Фиг. 1. Съвременна тектоника на Средиземно море: заключителен стадии на затваряне на океанския басейн Тетис и образуване на междуконтинентален орогенен пояс. По Ломизе, 2004. Зони на субдукция: Г- Гибралтарска, Кб – Калабрийска, Ег – Егейска, Кп – Кипърска. Литосферни плочи: ЕА – Евразийска, Аф – Африканска, Ар – Арабска. 1, 2 – континентални огради на алпийския орогенен пояс: евразийска (1) и африкано-арабска (2); 3, 4 – същото, но под съвременните морета; 5, 7 – орогенният пояс, в това число и Егейско-Анадолската плоча на сушата (5) и под морето (6); 8 – реликтови басейни на океанската кора на Мезозойския Тетис (И – Йонийски, Л – Левантийски); 9 – новообразувана океанска кора в областите на заддъговия спрединг в кайнозойските басейни: Алжиро-Провански (А-П), Вавилов (В) и Марсилски (М); 10 – пасивни континентална окрайнини; 11, 12 – зони на субдукция: активни (11) и завършили своето развитие (12); Мг – Магребски фрагмент на Западно-Средиземноморската палеозона на субдукция; 13 – навлаци; 14 – отседи, 15 – активен субдукционен вулканизъм; 16 – хоризонтални движения относно Евразия съгласно GPS (а) и NUVEL-1 (б), за мащаб служи векторът на Арабската плоча (2.5 см/г); 17, 18 – откат на зоната на субдукция: продължаваща (17) и прекратена (18)

2. Кратка палеотектонска характеристика на територията на България

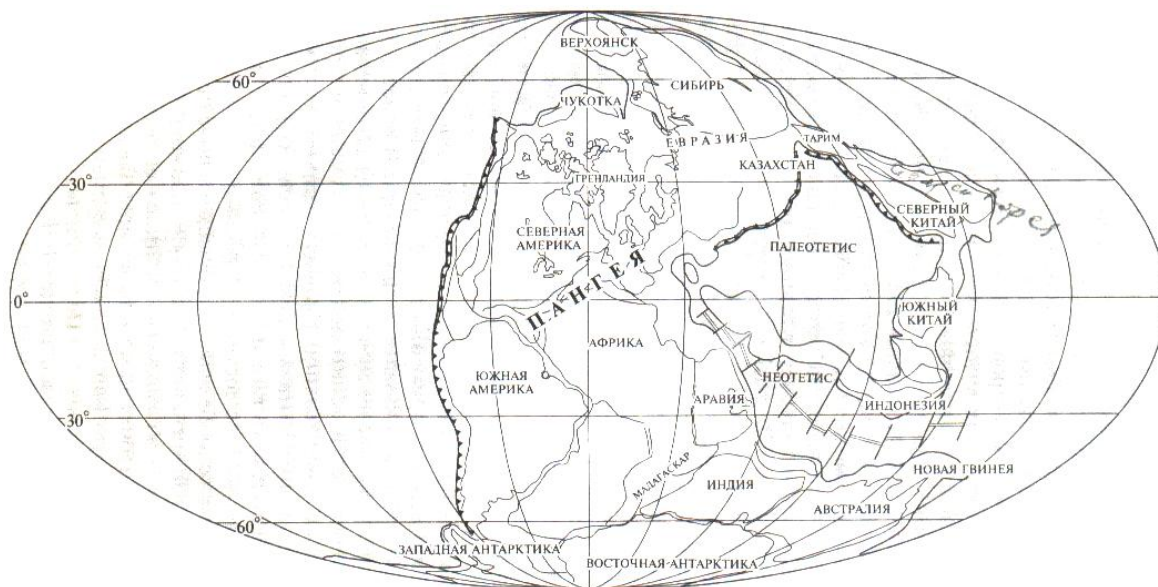
Според последните тектонски идеи на колектив български тектоници на територията на България се наблюдават части от две големи тектонски единици: северната част на Алпийския навлачен пояс на Балканите и неговия форланд-Мизийската платформа. (Dabovski et al., 2002; фиг. 2). Алпийският навлачен пояс представлява натрупвания на северновергентни навлачни пластини (шариажи), които постепенно са се развивали през многобройните колизии и свързаните с тях компресионални събития. Тези компресии са станали в края на горния триас, средна юра, средна креда, горна креда и средноеоценско време. Финалните етапи в еволюцията на пояса са регистрирани от системата на терциерните вътрешнорогенни екстензионални басейни. Алпийският навлачен пояс се подразделя на две орогенни системи: Южни Карпати и Балканиди. Балканската орогенна система се разделя на три тектонски единици: Балкани, Средногорие и Мораво-Родопска зона. На изчертаната схема в тяхната публикация са посочени главните зони (суперединици), единици и субединици. По същество това са реално геоморфоложки или морфоструктурни зони, но не и тектонска схема на плейттектонска основа.



Фиг. 2. Тектонска схема на България (по Dabovski et al. 2002)

2.1 Кратка палеодинамика на българските земи през Херцинския орогенен етап

По южната периферия на Източноевропейската платформа (Балтика) в резултат на Варийската орогенеза се формира гигантският Вегенеров суперконтинент Пангея-2, обединяващ мегаконтинентите Гондвана и Лаврусия, простиращи се от полюс до полюс. Обединението се осъществява поради колизията между Западна Гондвана и Лаврусия, южно от Северна Америка и Западното Средиземноморие. Колизията се съпровожда с мощни тектонски деформации, гранитоиден магматизъм, метаморфизъм и орогенеза в целия колизионен пояс от Северно Мексико до Централна Европа.



Фиг. 3. Палеотектонска реконструкция за късен Перм (269 – 248 Ма; по Короновский и др., 2006). Линиите на външния контур са граници на континентите по зоната на шелфа, вътрешните линии са съвременните граници на континентите и големите структури.

1. - зона на субдукция; 2.- - рифтови зони и трансформни рзломи

През перма продължава тенденцията от карбона и тя завършва с присъединяването към Пангея-2 на Казахстан и Сибир.(Лавразия). На изток от този гигантски суперконтинент се простира огромният клиновиден залив на Мезотетиса. Последният е западно разклонение на океана Панталаса-Пацифика; (Короновский и др.,2006). В този огромен залив на Мезотетиса на изток от Гондвана са съществували микроконтиненти (бордерленди), откъснати от Гондвана, които последователно са се причленявали към южната крайнина на Лавразия. В техния тил започнал да се разкрива Неотетисът. Всъщност тази ивица от бордерленди, която се отделя от Гондвана и започва да се движи на север към Лавразия, се състои от Южен Тибет, Афганистан, Иран, Турция (Киршехир, Мендерес), Пелагония (Атико-Цикладската област и Пелагония). Южно от тези бордерленди се заражда Неотетисът, който на югозапад опира до северна Африка, Арабия, Индостан и по на изток Австралия и Нова Гвинея. Всички тези микроконтиненти през перма са се намирили южно от екватора в тропика, което определя и аридния климат и червеникавото оцветяване на всички утайки. (Короновский и др., 2006). Южната крайнина на Лавразия през горен карбон и перма е започвала южно от днешния Дардански масив, (реално Българската плоча), Степен Крим, Голям Кавказ, Централен Афганистан, Памир, Северен Тибет и до Цинлин в Китай.От Лавразия на юг до бордерлендите ширината на Палеотетиса е надхвърляла повече от 4000 km. (Короновский и др., 2006). Според горните автори северната периферия на Лавразия е представлявала субдукционна зона от андски тип, т.е. активна континентална крайнина. Горнокарбонските (вествал, стефан) и раннопермските седименти са развити в типичен континентален фациес. Най-широко разпространение пермските седименти имат в Стара планина и Предбалкана, установени са още в Мизийската платформа, Крайще, Средногорието и в Странджа (Чунев, 1968; Янев, 1986; Чемберски и др., 1996, Maslarevic & Krstic, 1997;Yanev, Khrishev, 1999). Тези формации се разглеждат в по-старите публикации като орогенни. Те се разглеждат като заключителен стадий в развитието на херцинската геосинклинала и се обединяват в единен седиментно-магматогенен комплекс. Последните отложения имат моласов характер (лимнично-въгленосен и наземно-ефузивна субформация). Тектонските движения, започнали още през горния карбон продължили до горен перм, довели до формиране през късния перм на планински ороген с висока, силно разчленена суша, където се създават условия за образуване на отделни басейни със специфична континентална седиментация с делувиялен, пролувиален и алувиален характер на прибрежната равнина. В някои участъци езерни и даже еолови отложения. (Янев, 1969; Чемберски и др.,1996). Може още да се допълни, че седиментацията се осъществява в два основни типа: 1) във водна среда като на отделни места се унаследяват горнокарбонските лимнични басейни, които нагоре се сменят с груби брекчоконгломерати, конгломерати, пясъчници, алевролити и аргилити с типичен червеникав цвят, характерен за ариден пустинен климат; 2) върху сушата се отлагат най-често фангломератов тип кластити, придружени с анхидрид и гипс. Дебелината на седиментно-вулканогенния комплекс достига до 3-4 км на отделни места. (Средогрив, Драганица-Лютаджик, Свети Илийските възвишения).Най-широко разпространение младопалеозойските вулканити имат в ядките на старопланинските и предбалканските антиклинали. Вулканизмът има предимно калциево-алкален характер и той еволюира най-общо от базичен към кисел, като са установени три фази. Първите две фази са главно линейни ефузии, докато в третата фаза се наблюдават предимно централни вулкани и субвулкански екструзии (Чунев, 1968). На юг от периферията на Лавразия е съществувала активна междуконтинентална крайнина с ламинарен режим (Андски тип), което се потвърждава не само от моласовите утайки, но и от разпространението на вулcano-плутоничния пояс с калциево-алкален характер Той се разкрива в Предбалкана, Стара планина, Средногорието, напоследък се доказва и в Родопите, Крайще и Дарданският масив.

Най-забележителната особеност на тази епоха в глобален аспект (късен карбон-ранен перм; 290-270 Ma) е широкото развитие на вулcano-плутонически комплекси, образуващи дълъг пояс от северните участъци на Южна Америка, Мароко (Северна Африка), южната и средна половина на Европа; Иберия, Франция, южните участъци на Англия, п-в Корнуел, Германия, Полша, пространството на Алпите, Карпатите, Балканите, Скитската платформа, Предкавказието, Южнотуранската плоча, Централен Казахстан, Южен Тянь-Шан, Руден Алтай и Монголо-Охотската нагъната област. Трябва да се отбележи, че херцинския фундамент в Карпатите реално се открива във външната част на Предкарпатската депресия (прогиб), разположена на Източноевропейската платформа и представлява т.нар. Келецко-Добруджанско палеозойско нагънато съоръжение (Смирнова, 1984).Този североизточен херцински клон още през 1955 и по-късно през 1960 беше наречен от Д.Яранов Външни Палеокарпатиди или Босфориди и продължава от Добруджа на изток през Скитската платформа (Степен Крим), Ставрополското издигане и продължава на изток в Южнотуранската плоча. Те са установени по дълбоко сондиране и геофизически проучвания.

В този глобален херцински ороген много ясно е проявена магматична и металогенна полярност, която се изразява с увеличение на алкалността в дълбочина на Лавразия. В южна Англия са установени алкални базалти и ивица от гранити на Корнуелския полуостров (280 Ma), къснопалеозойски левкократни и двуслюдени гранити са установени в западната част на Иберийския

полуостров, Централния и Армориканския масиви във Франция, също и риолити; в Полско-Германската равнина са проследени две ивици от алкални риолити и андезито-базалти. В пределите на разкриващите се херциниди на Средна Европа и в Алпите на много места са установени предимно андезити, риолити и игнимбрити, в Чешкия масив предимно гранити и гранодиорити (275-295 Ma) Също се наблюдават в Карпатите, Панонската низина, на територията на България, особено в Стара планина и Средногорието се срещат крупни масиви предимно с гранодиорит-гранитов състав (Клисурски- 332±7 Ma, Петрохански-307 Ma, Пейчева и др., 2006; Средногорските -289.5±7.8-312.0±5; Carrigan et al., 2005; 2006) Тук специално бих прибавил Халкидикските, Скрътският в Беласица, (248.85±0.70 Ma) и Игралищенския в Огражден (240±13 Ma) гранити (De Wet et al., 1989; Zidarov et al., 2002; Peytcheva et al., 2005), които са разпространени в Сърбо-Македонския масив, така също и в Родопския масив (Cherneva et al., 1991; Peytcheva, A.v.Quadt, 1995 Пейчева, И., 1997; Arkadaskiy et al., 2000; Peytcheva et al., 2000; Liati et al., 2005). През Средна и Централна Азия те достигат до брега на Охотско море (Зоненшайн и др., 1976; Смирнова, 1984, Короновский и др., 2006) В тилната част на херцинския колизионен ороген се формира огромният за Западна Европа моласов въгленосен басейн от Южен Уелс през северна Франция, Белгия, Рурският басейн в Германия и завършващ в Чехия и Полша (Силезският басейн).Тук може да се добави и Донбас. Може да се заключи, че активната континентална крайнина на Лавразия, имаща дължина над 2.500-3000 km, от северната част на Южна Америка до Кавказ и средна ширина между 500 и 800 km реално в края на перма се обединява с Гондвана и образува супергигантският континент Пангея-2 и паралелно в източната половина на Гондвана се залага началото на образуване на Неотетиса. На изток от Балканите продължава да съществува остатъкът от Палеотетиса, дълбок залив на Панталаса (Палеоопацифика), който вероятно може да бъде наречен вече Мезотетис.

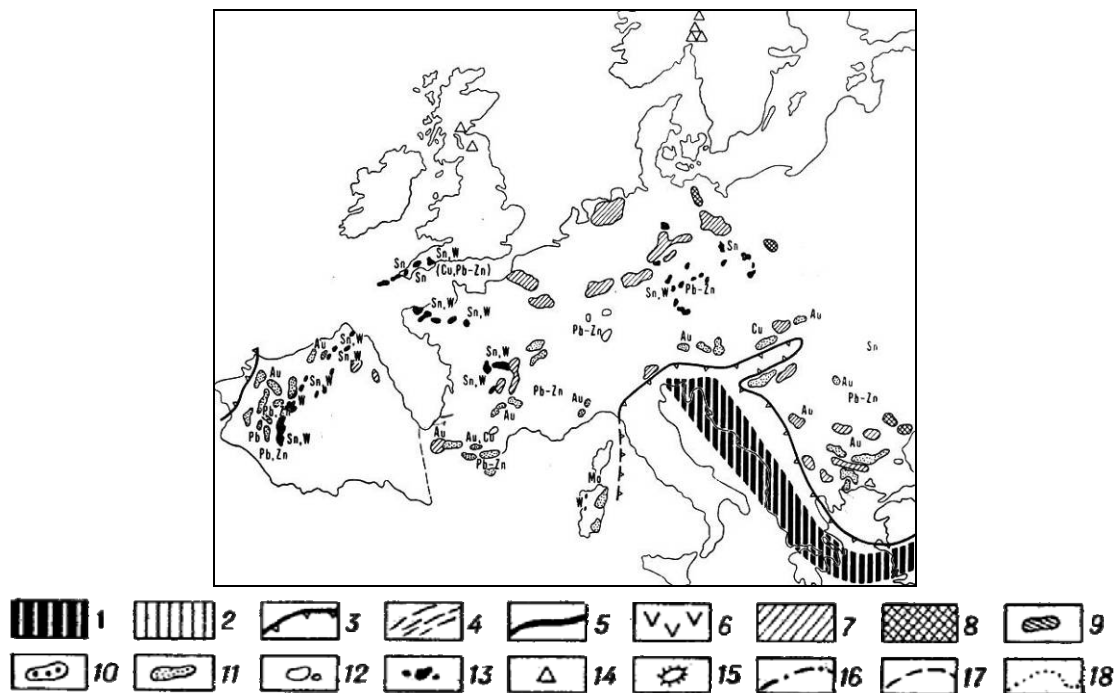


Рис. 4. Палеотектонска схема на Средна и Западна Европа за късния Карбон-ранния Перм (290 – 270 Ма; по Зоненшайн и др., 1976)

1 – басейни с кора от океански тип, 2 – басейни с кора от преходен тип, 3 – контури на морски „тилови“ депресии, 4 – дълбоки теригенни депресии на местата на окраинните морета, 5 - ограничения на океанските басейни; 6 – 8 прояви на вулканизъм (6 – островодъгов калциево-алкален, 7 – калциево-алкален на активните крайнини на континентите, 8 – алкален-бимодален),9-габбро-плагиогранити, 10- тоналит-гранодиорити,11–гранит–гранодиорити, 12-диорит- монзонити, 13 – стандартни и литии – флуористи гранити,14 – аепаитови и алкални скали,15 – алкално – ултраосновни комплекси, 16 – разломи, 17 – граница на по-късните евгеосинклинални зони, 18 – граница на платформеното чехло.

Според Янев (1986), варийското моласонатрупване започва от горен визе (среден долен карбон) и продължава до края на перма. Във формационно отношение той различава горна и долна моласа. Долната моласа е образувана до началото на перма и върху нея са оказали значително влияние структурообразователни процеси. Горната моласа е слабо сортирана и недиференцирана, което се дължи вече на оформения издигнат ороген и неговото разчленение поради блокови движения. Според горния автор варийският ороген се е простирал диагонално през Балканския полуостров с

посока СЗ-ЮИ. В пределите на орогена са наблюдава тенденция на миграция на вътрешните моласови басейни от юг на север и той отбелязва наличие на вътрешнопланински грабен-синклинали (грабени), предпланински и задпланински понижения. Като се имат предвид огромните пространства на херцинския ороген от Южна Англия до Българската плоча (южната част на Лавразия) и голямото разпространение на вулcano-плутонични комплекси в цяла Европа, включително и в България, едва ли е удачно подобно уточнение. В схемата се допуска, че на юг е съществувала суша и това е Родопският масив. Последният извод е в противоречие с данните на други изследователи и най-вече с редица турски данни (Ketin, 1984; Окау, 1984a). В северна Турция се простира над 1000 km комплексът Каракая, който представлява деформирана и метаморфозирана последователност от базични вулкански скали, варовици и грауваки с пермо-долнотриаска възраст и покрита трансгресивно от средно-горнотриаски и лиаски конгломерати. (Bingol and others, 1975). Те са отделени от Истанбулската зона или Истанбулския навлак на Sengor and others (1984a) посредством Интрапонтидната сутура (Окау, 1986). Вероятно може да се предположи, че комплексът Каракая представлява вулканическият пояс на Мезотетиса и това е реално активната крайнина на Лавразия, под който континент под малки ъгли е субдуцирала младата океанска кора на Мезотетиса. Важна информация за геодинамичните събития след края на карбон-ранния перм може да се отбележи в статията на Чемберски и др., (1996). В случая северно от вулканическия пояс на Мезотетиса се е простира херцинския ороген от южната крайнина на Лавразия до Южна Англия. В този ороген очевидно не можем да търсим вергенции, което е в тясна връзка с липсата на интензивно херцинско нагъване и реално има по-скоро не тектогенно консолидиране, а предимно интрузионно. Този извод, по-горе се потвърждава и в палеотектонската схема за Средна, Западна Европа и Балканския полуостров за късния карбон-ранния перм от Зоненшайн и др., (1976). Фиг. 4. Както те отбелязват в цялото това пространство се наблюдават наложени структури, изпълнени с моласа, често въгленосна и субсеквентен вулканизъм. По своите особености Херцинският ороген, както в Европа така и в Апалачите на Америка, се характеризира с типичен ламинарен режим, подобен на Андите. Неговото развитие от самото начало се съпровожда с изливане на калциево-алкална лава, предимно андезити и риолито-дацити и внедряване на батолити с диоритов и гранитоиден състав. Съвършено друга фациална картина се разкрива като ивица по западната част на Балканския полуостров (Динаридите), южната част на Източните Алпи (Карнските Алпи и Караванка). За този регион е характерен морски горен палеозой, сменящ долния карбон без прекъсване. Тук морските утайки са преимуществено теригенни с флишоподобен характер. В Босна от това време са известни спилити. Тази зона се раглежда от редица автори като къснопалеозойска евгеосинклинала, т.е. като типична субдукционна зона. По такъв начин в южна Европа по разкритията на морски теригенни седименти може да бъде реконструиран края на континента, реално континенталния му склон и субдукционната зона на Мезотетиса. На север от тази субдукционна зона в пределите на активната континентална крайнина се наблюдава зонално разположение на магматизма. В непосредствена близост до континенталния склон са концентрирани предимно гранит-гранодиоритови интрузии (тип Стара планина). По на север следва друга широка ивица от редкометални гранитоиди (Рудните планини, Централният масив, Бретан, Корнуел). Тази широка ивица съвпада с главния пояс на вулканити, които имат предимно калциево-алкален състав. Към периферията е магматичният ареал на Средна Европа и тук са разпространени главно магматити с алкален и субалкален състав (грабен Осло), северна Германия и Полша, Силезко-Краковските възвишения, Мизийската платформа. Металогенната зоналност е също подчинена на магматичната. Всички тези данни сочат или определят, че в късния палеозой Европа е принадлежала към континентална крайнина от андски тип (Nikolas, 1972; Зоненшайн и др., 1976; Короновский и др., 2006). Бих искал да добавя, че още през 1955 и през 1960 години Д. Яранов задава въпроса какъв е тектонският стил на Херцинския тектоген в Югоизточна Европа и посочва, че той не е алпинотипен, тъй като липсват характерните за този стил навлаци. Този стил също така не е и юротипен. Тези явления не се наблюдават нито в Америка, нито в Европа. Той смята, че този стил е специален и може по-точно да се говори за херцински интрузионен стил. (стр.176). През 1983 г. в своята монография «Тектоническите обстановки геосинклиналного вулканизма» Ломизе, извършвайки палеотектонски анализ на проявите на вулканизма в Андите посочва, че техният вътрешен строеж се характеризира с германотипни деформации, полегати огъвания и блокови движения (стр.173). В същия дух отбелязва и Янев (1986), че варийското моласонатрупване в България започва от горен Визе и продължава до края на перма. Моласата, която се отлага се състои главно от грубокластични и кластични комплекси с континентален и плитководен крайморски характер, на места асоциираща с вулкански и вулканокластични продукти. Тя се състои от нискокристалинни скали, интрузиви, вулканити и разнообразни старопалеозойски скали и те представляват разрушаващ се нископланински морфоген. По генезис това са предимно алувиални, пролувиални, лимнични и паралични отложения, които се отлагат в предпланински и междупланински понижения и на отделни места общата дебелина на тези моласи надхвърля 3000-4000 m. За тях също така е характерно и бързото изкливане. В случая има типично рифтообразуване с вулканизъм, показващ началото на разрушаване на Пангея-2, суперконтинентът обединил Гондвана и Лаврусия.

Може да се отбележи, че от началото на намюр-А до края на вествал-Д се наблюдава нарастваща тенденция на регресия, която например в Добруджанския басейн има и прекъсващ ход, която Янев (1986) свързва с проявените по това време херцински фази на орогенеза (Судетска, Ерцгебирска и др.) и тук в края на стефана се прекратява седиментонатрупването. Нови се появяват вече в Стара планина и Предбалкана през ротлигенда и през цехщайна, но вече като вътрешноплаински депресии с дебели моласови утайки. Реално от намюр-А до бундзанщайна (долен триас) територията на България е част от херцинския палеозойски ороген, всъщност това е суперконтинента Пангея-2. и този интервал продължава около 75-80 Ма с присъщия му ариден климат. Този интервал е достатъчен постепенно да бъдат разрушени горнокарбонско-пермските планини и вече през горен долен триас (спат) в резултат на денудация да се формира обширна равнина с речна система, ориентирана на юг. От спата вече се формира и обширен епиконтинентален морски басейн, (Чемберски и др., 1996). Паралелно се формират и рифтогенни структури с екваториална посока, в които се проявява ембрионален базичен вулканизъм (шошонитов с алкален тренд и високо съдържание на TiO_2 (1.10-1,48 %) през долен-среден триас. (Vaptsarova et al., 1979; Damyanov, 1995). Аналогични вулканити са установени и във Вътрешните Карпати през аниз-ладина. (Ломизе, 1983). Както посочват Чемберски и др. (1996) т.н. Балканиден триас включва континентални теригенни, соленоносни и морски теригенно-карбонатни, карбонатни, глинесто-карбонатни отложения, образувани върху континентална плоча, постепенно заливана от епиконтинентално море. Морската инвазия е придружена от рифтов вулканизъм. В южна посока към Сакар отложенията не са алохтонни и започват непосредствено с варовици, теригенни и теригенно-карбонатни долготриаски и хемогенни карбонатни среднотриаски отложения с бързи преходи и те ги интерпретират като подводна делта с потъване към континенталната крайнина на континента. Тяхната дебелина е над 1000 m. За тези седименти е характерен амфиболитов фазиес на метаморфизъм. За Странджанския тип триас авторите отбелязват, че той има алохтонна позиция, обърнат пласторед с дълбоководен характер. Тук можем да добавим, че в навлачната пластина, според Maliakov (2005) участват не само долно-среднотриаски, старопалеозойски, но и морски долнопермски утайки, също така метаморфозирани в зеленошистен фазиес Навлачната пластина е отложена на склона на континенталната крайнина. Както бе отбелязано по-горе комплексът Каракая, който има пермо-долготриаска възраст също така е променен в сини шисти. По отношение на Мандришката единица в Източните Родопи, там са доказани фаунистично само средно-горнотриаски олистолити, отложени в плитко море върху карбонатна платформа, които са включени в дълбокоморски юрски радиоларити. Тук на гръцка територия в разреза Макри, в Западна Тракия, са установени триаски последователности, изградени от карбонати, под тях базални конгломерати и проследяващи се с тях теригенно-карбонатни скали (Paradopoulos et al., 1989). Ако се отиде още на изток в обсега на северна Турция, в Понтидите, се разкрива метаморфозираната и деформирана последователност на комплекса Каракая. Последният има пермо-долготриаска възраст. Изграден е от базични вулкански скали, варовици и грауваки. и се простира на повече от 1000 km от о-в Лесбос на запад до масива Токат на изток (Hecht, 1972). Комплексът има автохтонен характер и е претърпял метаморфизъм в зеленошистен фазиес (Yilmaz, 1979; Okay, 1984c) Тези метаморфозирани скали са покрити несъгласно от средно-горнотриаски и лиаски конгломерати (Bingol and other, 1975; Servais, 1981). Според (Tekeli, 1981) метаморфизмът и издигането е станало през триаса. и реално единицата Каракая представлява пермо-триаски магматичен комплекс (калциево-алкална серия). Всъщност това е вулканската активна крайнина на Лавразия от андски тип, свързана с развитието на Палеотетиса. Такава тектонска представа е отбелязана от много изследователи. (Белов, 1967, 1975, 1980; Моссаковский, 1970; Dewey et al., 1973; Книпер, 1975; Хайн, 1977; Bingol and other, 1975; Bingol, 1978; Sengor and Yilmaz, 1981; Okay, 1984c, 1986; Sengor, 1987; Короновский и др., 2006). Към представата за наличието на активна континентална крайнина може да се добавят данните за Преддобруджанския трог (Тулчански). Тук върху долнопалеозойски скали (силур-девон), които са част от потъналата под Предкарпатската депресия, метаморфозирана и нагъната планинска верига, известна под името Келецко-Сандомирска-Самбор-Севернодобруджанска и на изток преминава в Скитската платформа, се отлага моласов комплекс с дебелина 3- 4 km, с долно-среднокарбонска-долготриаска възраст. Това са конгломерати, червени и сиви гравелити, пясъчници грауваков тип и аргилити. Наред с тях се срещат пластове от туфи, порфирити и диабази. Профилът завършва с въглища, които имат горнокарбонска-долготриаска възраст. Всъщност тук е установена моласа с различна дебелина (до 900 м.) Те представляват континентални алувиални, езерно-лагунни и плитко-морски теригенно-сулфатно-вулканогенни комплекси (Смирнова, 1984; Polukhtovich, Samarska, 1995). Това е типичен пример за рифтообразуване с вулканизъм и моласа в тила на континента Лавразия. Този пример е сравним с подобни рифтообразувания в Европа и България през този период. Имаме всички основания да направим извод, че всъщност херцинският тектогенен етап реално завършва в края на ранния Триас и започва след това алпийският тектогенен етап.

В случая се наблюдава типична проява на магматизъм от юг на север в орогена в дълбочина на Европейския континент на около 400-500 km, придружена със седиментация, аналогична на

тектонската картина на Чилийско-Перуанския сегмент на Андите, активна континентална крайнина (Nicolas, 1972; Зоненшайн и др., 1976).

Още по на север прояви на вулканизъм се наблюдават даже във Вътрешните Карпати през ранен и среден триас, които залягат сред морски карбонатни отложения и тези разливи са станали при спокоен тектонски режим (квазиплатформен). Той всъщност е продължение на късния палеозойски вулканизъм и реално с него завършва Варийското развитие на Лавразия. Пред орогена са се отлагали плиткоморски отложения в очертанията на днешна Южна България по края на Понтидите (Лавразия). И още по на юг се е простирал субдукционният жлеб на Мезотетиса, на който океанската кора при активна континентална крайнина е потъвала под Балтия (Лавразия) при малки ъгли от 20-30°, аналогична на днешната субдукция, западно от Андите. По данни на турски геолози (Bingol et al., 1978; Ketin, 1984, Sengor et al., 1984a, Okay, 1984a, 1986), територията на север от Измир-Анкарската сутура в Турция също е част от Понтидите, респективно Лавразия. Северно от тази сутура се простира на повече от 1000 км от о. Лесбос на запад до масива Токат на изток, в Северна Турция, комплексът Каракая, изграден от дебели деформирани разнообразни метаморфозирани последователности (базични скали, варовици и грауваки с пермо-триаска възраст; Bingol et al., 1975; Bingol, 1978). Този комплекс изгражда фундамента на мезозойските скали на зоната Сакария. В повечето места той формира най-долната единица и има автохтонна позиция и само при гр. Бурса, във СЗ Турция, в тектонски прозорец се разкриват високостепенни гнайси под комплекса Каракая (Ketin, 1966, 1983, 1984). В повечето места пирокластичните скали, базичните лави и прослояващите ги варовици съставят 80-90 % от комплекса, останалото представляват грауваки, шисти, кисели вулкански скали, радиоларити, варовити олистолити и малки лещи от серпентинити. Целият комплекс е претърпял общо взето метаморфизъм със средна компресия в зеленошистен фациес. Именно по фосили във варовитите пластове между вулканските скали е определена къснопермска-раннотриаската им възраст. Вероятно с тези събития можем да свържем и зеленошистния метаморфизъм на странджанския тип триас. Чемберски и др. (1996) отбелязват, че разкриващите се алохтонни (Велекка единица) долнотриаски скали, странджански тип, са дълбокоморски отложения от вътрешния шелф на континенталния склон на вулканска дъга. На турска територия този метаморфен комплекс е покрит от средно-горнотриаски и лиаски конгломерати (Bingol et al., 1975). Има различни интерпретации на тази сложна картина, но вероятно най-приемливо обяснение дава Okay (1984.), който смята, че неритичните варовици, прослоени с базични вулкански скали и на отделни места и от дацити и андезити по-скоро представляват пермо-триаски магматичен комплекс. Ако към тях прибавим и огромните разкрития на калциево-алкални плутонити и вулканити на българска територия всъщност това представлява вулканско-плутоничен пояс, разположен на края на надхлъзгащата се периферия на континента Лавразия и субдуциращата под него литосфера на океана Мезотетис. Аналогично развитие е имал Охотско-Чукотския вулканско-плутоничен пояс, а понастоящем Чилийско-Аржентинския сегмент на Андите (Ломизе, 1983). Формирането на херцинския ороген в резултат на серия от тектонски деформации (Судетска, Ерцгебирска, Астурийска, Заалска) се изразява в образуване на обширни издигания (планини) внедряване на плутонити, активен вулканизъм, нагвания и широка регресия на Световния океан. Реално това се съществува през горен карбон-перм и постепенно затихва през долен-среден триас. Всъщност това е времето на обединение на Гондвана и Лавразия и формирането на единния суперконтинент Пангея-2, простиращ се от полюс до полюс. През триаса завършва господството на геократичните условия, продължили повече от 100 млн години. Подобни мисли изказва още през 1951 Stille, който отбелязва, че тектонските движения проявили се в края на триаса и началото на лиаса (старокимерски) не само в Югоизточна Европа, но и на други места по света са по-скоро финална фаза на херцинската тектонска ера. Тези условия започват през среден карбон и завършват през триаса. В България този факт може да се наблюдава в Мизийската платформа по дисхармонията между старокимерските орогенни структури и епикимерската им покривка. (Бояджиев, Бончев, Гочев, 1991, цитирани от последния автор) Късният триас завършва с крупно събитие, с епохата на интензивни тектонски деформации на компресия, известна като Раннокимерска в Европа или Индосинийска в Азия. Тази епоха на диастрофизъм е свързана с най-мощните трапови разливи на вулканити в историята на Земята: Индостан, Среден Сибир и в Драконовите планини на Южна Африка. (Короновски и др., 2006). За да си обясним по-точно събитията, които са се случили в зоната на субдукция на океанската кора на Мезотетиса под Лавразия, южната крайнина на днешния Балкански полуостров, очевидно във фронталната част на надхлъзгащата се плоча (Лавразия) при режим на активна континентална крайнина са се разполагали бреговете и вулканическите хребети. Бреговете структури обикновено се характеризират с висока тектонска активност и ниска магматична. Именно в пределите на изброените структури се заражда континенталната кора. Крайбрежният (фронталният) хребет е нараствал чисто механически, защото той като булдозер е изтъргвал утайките на потъващата под него океанска плоча при субдукцията. Тези седименти са нагъват в гънки и намирайки се на значителна дълбочина претърпяват метаморфизъм при висок натиск и ниска температура. На юг от нас на турска територия в обсега на Понтидите се разкриват сините шисти на

посочения по-горе комплекс Каракая (базични вулкански скали, варовици и грауваки) с пермо-триаска възраст. Според Окау (1986) те съставят фундамента на мезозойските скали на тектонската зона Сакария, която е част от Понтидите, респективно Лавразия. Обаче както посочва горесцитираният автор (1984b) и Ketin (1984) на различни места под комплекса Каракая в тектонски прозорци се наблюдават по-стари кристалинни скали, около Бурса и на полуостров Бига (Каздаг, Кемер, Камиша и др.). По своя състав тези метаморфни скали вероятно можем да ги сравним с високометаморфните скали (Огражденска супергрупа; Кожухаров, 1984, Загорчев, 1984а; Антонов и др., 2001 или « group 1”, Bonev et al., 1995) и обдуцираните върху тях нискометаморфни зеленошистни скали (диабаз-филитоиден комплекс, Фролошка група, Струмска диоритова формация) или „group 2” (Bonev et al., 1995). Те се разкриват в Карпатите, Сърбо-Македонския масив, Средна гора. Според редица изследователи високометаморфните скали-гнайсовият кристалинен комплекс Текиа (Себеш-Лотру) има възраст долен горен протерозой, а покриващите ги обдуцирани зеленошистни скали на комплекса Добра (Сибин) горен протерозой-долен камбрий. (Nastaseanu et al., 1981; Grubic, 1995; Graf et al., 1998; Zagorchev, 2001; Антонов и др., 2001; Karrigan et al., 2006). За всички тези комплекси се предполага, че са образувани в резултат на байкалския (кадомския) диастрофизъм (Загорчев, 2001). В румънска Добруджа по данни на Sandalesku (1984) под горноюрския дискорданс са установени гнайси (формациите Палац и Кокошу-прекамбрий и венд-камбрий) и зелени шисти (венд-камбрий). Може да се заключи, че южно от тези древни терени от високометаморфни скали с разпокъсани разкрития из целия Балкански полуостров и разположени по периферията на архаичкия комплекс на Източноевропейската платформа (Балтика) са прилепени към нея в резултат на Байкалския диастрофизъм. И по-късно върху тях са се развивали субдукционно-колизийните режими между отделните плочи и океани през палеозоя и мезозоя.

Ако се върнем към началото на тези мисли комплексът Каракая реално представлява от плейттектонска гледна точка акреционна призма и е част от стръмните приконтинентални склонове на дълбоководните океански падини (жлебове). На тази основа може да се обясни метаморфизма на пермо-триаските варовици и прослояващите ги вулканити и тук вероятно е прав турският геолог Tekeli (1981), който нарича Каракая акреционен комплекс. Както е известно под активните крайнини океанската литосфера субдуцира под по-полегати ъгли, отколкото при островните дъги. За съвременните зони на субдукция се наблюдава пряка корелация между възрастта на субдуциращата литосфера и ъгълът, под който тя потъва в астеносферата. Колкото е по-стара океанската литосфера толкова по-бързо тя достига до зоната на субдукция или до известна степен то е еквивалентно на разстоянието до срединния океански хребет (спрединга), толкова при по-стръмен ъгъл се осъществява субдукцията. Например за Тихия океан към Азиатско-Новозеландския континент субдукцията е най-отдалечена от Източнотихоокеанския хребет (издигане) и в същото време към зоната на субдукция идва най-старата по възраст литосфера на Тихоокеанската и Филипинската плочи. Тя има изключително островодъгов характер и почти вертикално потъва в астеносферата при ъгли от около 70-80°. Обратно към Южна и Централна Америка се приближава млада океанска кора, разположена не далече от Източнотихоокеанското издигане. Тук не съществуват никакви окраинни морета и субдукцията се осъществява под активната крайнина при полегати ъгли, почти хоризонтално (20-30°). (Ломизе, 1983; Короновский и др., 2006). Имаме всички основания да предполагаме, че към Лавразия се е придвижвала младата океанска литосфера на Мезотетиса, чиято северна граница е преминавала вероятно по южната периферия на днешните Балкани (Българска плоча). Всъщност тя е представлявала южната крайнина на Лавразия, към която през херцинската тектонска фаза са присъединени нагънатите планини (орогени) на Северна Африка, Испания, Франция, германските планини и на изток е достигала до територията на днешна България; варийският ороген на Тенчов & Янев (1967, 1977); Янев, (1986). Всъщност това е европейският херцински ороген. За всичко това съдим по карбоно-пермските моласови седименти и вулканоплутонични скали, които се разкриват в Европа и на Балканите. Реално чрез херцинската орогенеза се ликвидира западната половина на Палеотетиса, тъй като тогава се образува супергигантският континент Пангея-2, обединил Лавразия и Гондвана. На изток от Пангея-2 остатъците от Палеотетиса формират нов океан, който широко се отваря към Палеоокеана и той по-скоро може вече да бъде наречен Мезотетис. Неговата северна сушева граница продължава на североизток през Кавказ, Централен Афганистан, Памир, Северен Тибет и далече на изток през Цинлин достига до древния Тихи океан. (Короновски и др., 2006). На запад от Балканската плоча Африка и Източно-Европейската платформа са били вече обединени в гигантския суперконтинент Пангея-2. (Фиг.3) Според горната тектонска схема тогава далече на юг се оформя вече океанът Неотетис. Консумацията на океанската литосфера на Палеотетиса под Лавразия довежда до рифтинг по североизточната периферия на Африка, който по-късно преминава в спрединг и от него се откъсва ивица от бордерленди (Южен Тибет, Афганистан, Вътрешен Иран, Арменският масив (Арарат-Джулфа), вътрешноанадолските масиви (Киршехир, Мендерес), Атико-Цикладската област, Пелагония. По-рано тези древни терени се приемаха за срединни масиви. Всъщност те предствляват карбонатни платформи и можем да ги обединим с общото име Апулийски древни карбонатни платформени бордерленди

(микроконтиненти), откъснати от Гондвана. Същите микроконтиненти Ricoi. ги обединява с понятието Транзитни плочи (Transit plate, 2001). Можем да добавим, че до голям каков тези платформи активно са се придвижвали заедно с океанската литосфера при субдукцията и обдукцията, когато се осъществява пълната консумация на Мезотетиса под Лавразия. След голям каков те са дейни участници в настъпилата колизия между южната надхлъзгаща се периферия на Лавразия и Апулийската авангардна платформена ивица от бордерленди от Панония до Южен Тибет и Индонезия. През следващия горноюрско-долнокреден етап те вземат важно участие в изграждането на южната периферия на Евразия, в това число и южната крайнина на Балканската (Българската) плоча, (Dewey et al., 1973; Hsu, 1977; Sengor et al., 1984b; Dercourt et al., 1985; Okay, 1989; Гочев, 1991; Danelian & Robertson, 1995).

Благодарност:

Настоящата работа е финансирана от Министерство на образованието и науката, Фонд "Научни изследвания" чрез договор НЗ-1514/2005.

Литература:

1. Антонов М., В. Желев, С. Приставова, К. Шипкова. 2001. Границата между високометаморфните и нискометаморфните скали в част от Югозападна България: Обзор на идеите и предварителни резултати. Сп.на БГД, год. 62, кн. 1–3, с. 77–86.
2. Аглонов С. В. 2001. Геодинамика. Изд. "Санкт-Петербургски университет", с. 360.
3. Белов А. А. 1980. Главные домезозойские структурные зоны и история развития Средиземноморского пояса. В кн. Тектоника Средиземноморского пояса. Изд. "Наука", с. 55–66
4. Гочев П. 1991. Алпийският ороген на Балканите – полифазова колизийна структура. Геотектоника, тектонофизика и геодинамика, 22, С., с. 3–4.
5. Загорчев И., 1984а. Состав и строение докембрийских метаморфитов Огражденского блока (Сербско-Македонски масив) и Влахинского блока (Крайштиди) в Югозападной Болгарии. В: Особенности становления земной коры в докембрий Южной Болгарии. Рабочее совещание и полевые исследования. Пробл. Комиссия IX, София, БАН. С. 31–42.
6. Зоненшайн Л. П., М. И. Кузмин, В. Моралев. 1976. Глобальная тектоника, магматизм и металогения. Издательство "Недра", 230.
7. Иванов Ж. 1989. Строение и тектоническая эволюция центральных частей Родопского массива. В кн.-Строение и геодинамическая эволюция Балканид -Крайштиди и внутренних зон Родопская область. С., с. 53–91.
8. Кожухаров Д. 1984. Докембрий Южной Болгарии. В: Особенности становления земной коры в докембрий Южной Болгарии. Рабочее совещание и полевые исследования. Проблем. комиссия IX, С., БАН, с. 7-41
9. Книпер А. Л. 1975. Океаническая кора в структуре Алпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Кубы). М., Изд. "Наука", 220.
10. Короневский Н. В., В. А. Хаин, Н. А. Ясманов. 2006. Историческая геология. Изд. "Академия", 458.
11. Ломизе М. Г. 1983. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. Изд. "Недра" М.; с. 194.
12. Ломизе М. Г. 2004. Субдукция в коллизийном контексте: развитие и отмирание островных дуг Средиземного моря. В кн. "Современные проблемы геологии", Изд. "Наука", М.; с.291–315.
13. Начев И., Ч. Начев. 2003. Алпийска плейттектоника на България. Изд. "Артик–2001", София; с. 198.
14. Смирнова М. Н. 1984. Основы геологии СССР. Изд. "Высшая школа", 284.
15. Тектоника Средиземноморского пояса. 1980. Изд. "Наука", 243.
16. Тенчов Я., С. Янев. 1967. Герцинское заложение Карпато–Балканской дуги (по данным каменноугольных и пермских пород). Доклады КБГА, VIII конгрес, Белград, Геотехника. с. 193 – 199.
17. Хаин В. Е. 1977. Некоторые проблемы структуры и тектонической истории Европы. Вестн. МГУ, сер. геол. № 2.
18. Чемберски Х., Т. Ранкова, Н. Антова, Г. Николов. 1996. Триаската система в България – веществен състав, седиментационни обстановки и геодинамични събития. Сп.БГД, год. 52, кн. 2, с. 1–18.
19. Чешитев Г. 1971. Шипченска Стара планина. В: Тектонски строеж на България. ДИ "Техника", с. 294–299.
20. Чунев, Д. 1968 Перм. В кн. :Стратиграфия на България. Изд. "Наука и изкуство". С., с. 101–120.
21. Янев, С. 1986. Развитие верхнепалеозойских осадочных формаций Болгарии. В кн.: Достижения българской геологии. Изд. "Техника", 297.
22. Яранов, Д. 1960. Тектоника на България. Изд. "Техника", с. 282.
23. Arkadakskiy S., L. Bohm, Z. Heaman, E. Cherneva, Stancheva. 2000. New U – Pb age results from the Central Rhodope Mts., Bulgaria. ABCD–GEODE 2000 – WORKSHOP, BOROVETS, Bulgaria. p. 5.
24. Arnaudov V., B. Amov, Z. Cherneva, R. Arnaudova, M. Pavlova, E. Bartnitsky. 1990. Petrological –geochemical and lead-isotope evidence of Alpine metamorphism in the Rhodope crystalline complex. GEOLOGICA BALCANICA, 20, 5. p. 29–44
25. Arnaudov B., B. Amov, Ts. Baldjieva, M. Pavlova. 1990. Tertiary migmatite pegmatite in the Central Iline complex. Uranium–lead zircon dating. GEOLOGICA BALCANICA, 20, 6, p. 25–32.

26. B i n g o l, E. 1976. Evolution geotectonique de L'Anatolie de L'ouest. Bulletin de la Societe Geologique de France, ser. 7, v. 18., p. 235–254.
27. B i n g o l E. 1978. Explanatory notes to the metamorphic map of Turkey, in Zwan, H. J. ed. Explanatory text for the metamorphic map of Europe; Leyden, p. 348-354.
28. B i n g o l E. B. A k u r e c and B. K o r k m a s e r, 1975. Geology of the Biga peninsula and some characteristic of the Karakaya blocky series, in Congress of earth sciences on the occasion of the fiftieth anniversary of the Turkish Republic, Ankara, Maden Tetkik Arama Enstitusu, p. 71-77.
29. B o n e v et al. 1995. Denudation tectonique au toit du noyau metamorphique rhodopien – macedonien: La Faille normale ductile de Gabrob Dol (Bulgarie). Bull. Soc. geol. Fr., 166, 1, p. 49–58.
30. B o y a n o v I., I. Z a g o r c h e v, A. G o r a n o v. 2003. Palaeogene sediments (Mechit Formation) near Panagyurishte and S trelcha (Sredna Gora Mts). GEOLOGICA BALCANICA, 33, 3-4, p. 15–22.
31. C a r r i g a n C. W., S. M u k a s a, I. H a y d o u t o v, K. K o l c h e v a. 2003. Ion microprobe U – Pb zircon ages of pre-Alpine rocks in the Balkan, Sredna gora and the Rhodope terranes of Bulgaria; Constraints on Neoproterozoic and Variscan tectonic evolution. Journ. Czech. Geol. Soc.; 48, 1 – 2, p. 32–33.
32. C a r r i g a n C., S. M u k a s a, I. H a y d o u t o v, K. K o l c h e v a. 2005. Age of Variscan magmatism from Balkan sector of the orogen, Central Bulgaria. LYTHOS, 82, p. 125–147.
33. D a b o v s k i C., I. B o y a n o v, Kh. K h r i s c h e v, T. N i k o l o v, I. S a p u n o v, Y. Y a n e v, I. Z a g o r c h e v. 2002. Structure and Alpine evolution of Bulgaria. Geologica Balcanica, 33, 2-4, S., p. 9–15.
34. D a n e l i a n T. and A. F. R o b e r t s o n. 1995. Radiolarian evidence of middle Jurassic collapse of the Pelagonian carbonate platform (Kallidromon mountains, Central Greece). XV congress of the CBGA, Athens, Greece, № 4/1, p. 175-180.
35. D a m y a n o v Z. 1995. Triassic metallogenesis in the West Balkan. Докл. БАН, 48, 11/12, с.75 – 78.
36. D e w e y J. W. C., B. F. R y a n, J. B o n n i n. 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. (Bull. Geol. Soc. Amer.) v. 84, № 10, p. 3137–3180.
37. D e r c o u r J., L-E R i c o u. 1987. Discussion sur la place de la Bulgarie au sein du system alpin. Rev. Bulg. Geol. Soc., 48, № 2, p. 1–14.
38. D e w e y J, F. 1980. Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries. Geol. Assos. Spac. Pap. № 20, p. 553-573.
39. G r a f J., v. Q u a g t, D. B e r n o u l l i, B u r g, J-P. 1988. Geochemistry and geochronology of igneous rocks of the Central Serbo–Macedonian Massif (Western Bulgaria). In: Carpathian-Balkan Geflogical Association, XVI Congress, Abstract, 191.
40. G r u b i c A. 1995. Eurasian-African and Arabian Plates. J. Geophys. Research. Vol. 105. № 10, p. 23353–23370.
41. K e a y K., G. L i s t e r. 2002. African provenance for the metasediment and metaigneous rock of the Cyclades, Aegae ковский, А.А. 1970. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Евразии. Геотектоника, № 4. с.35–
42. K e s k i n C. 1974. Ergene Havzasi-Kuzeyinin stratigrafisi. Proceedings II Petroleum Congress Turkey. Ankara, p. 137-163.
43. K e t i n I. 1966. Tectonic units of Anatolia : Bulletin of the mineral research and exploration Society of Turkey, v.66, p. 23-34.
44. L o m i z e M. G. 1998. The final evolution and extinct of Tethian active margin (from the Srednogorie to the Minor Caucasus) Carpat-Balkan Geol. Assos. XVI. Congr.; Abstract, Vienna, p. 343.
45. L u c - E m a n u e l R i c o u. 2001. A plate tectonics approach to the place of the Rhodope in the Alpine – Himalayan chains. GEOLOGICA BALCANICA, 31, 1–2. p. 135.
46. M a l i a k o v Y. 2005. Stratigraphic, tectonic and metamorphic phenomena in the Diabase – phillitoid complex of Bulgarian and Turkish Strandzha. Proceedings of the Jubilee Interndtional Conference. BGS. S. p. 50 – 53.
47. M a s l a r e v i c L., B. K r s t i c. 1997. Paleozoic continental slope deposits in the Stara planina Mountains, Eastern Serbia. Geologica Balcanica, 27, 1–2, S., p. 7–18.
48. H e c h t J. 1972. Zur Geologic von Sudost–Lesbos (Griechenland); Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, v. 123, p.423–432.
49. H s u K., I. K. N a c h e v, V. J. V u c h e v. 1977. The evolution of Bulgaria in light of plate tectonics. Tectophysics, 40, № 3-4, p. 29–75.
50. J o l i v e t L., C. F a c c e n n a. 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasian collision. Tectonics, Vol. 19, № 6, p.1095-1106. Kahle H,-G., Cocard M., Peter Y. et al. 2000. GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the 39.
51. N a s t a s e a n u S., I. B e r c i a, V. I o n c u, S. V l a d, I. H a r t o p a n u. 1981. The structure of South Carpathians. Guide to Excurs., B2. XII Congress Carpat-Balkan Geol. Assos., Bucharest.
52. N i c o l a s A. 1972. Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andian type? „ Nature”, v. 236, № 5344, p. 221 – 223.
53. O k a y A. I., 1980a. Mineralogy, petrology, and phase relations of glaucophan – lawsonite zone blueschists from the Tavsanly region, Northwest Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 72, p. 243–255.
54. O k a y A. I. 1984c. The geology of the Agvanis metamorphic rocks and neighbouring areas, Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey; v. 99/ 100; p. 16–36.
55. O k a y A. I. 1986. High – pressure / low – temperature metamorphic rocks of Turkey. Geol. Soc. of America. Memoir, 164. p. 333–347.
56. O k a y A. I. 1989. Alpine – Himalayan blueschists. Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.; № 17; p. 55 – 87.
57. O k a y I. A. 2001. Structure and Neotectonics of the Turkish Thrace and the Marmara Sea. GEOLOGICA BALCANICA, 31, 1-2, S. p. 129–131.

58. P a p a z a c h o s B.C., Ch. A. P a p a i o a n n o u. 1999. Lithospheric boundaries and plate motion in the Cyprus area. *Tectonophysics*, 4, v. 308, № 1/2 p. 193–20
59. P a v l i s h i n a P. 2002. Danian Normapolles from the conglomeratic formation near Panagyurishte and Strelcha (Sredna Gora Mountains, Bulgaria). *GEOLOGICA BALCANICA*, 32, 2-4, S., p. 209–213.
60. P e y t c h e v a I. and A. V. Q u a d t. 1995. U – Pb zircon dating of metagranites from Byala reka region in the East Rhodopes, Bulgaria. *XVcongresf the Carpato – Balkan Geological Association*, № 4/2, Athens, Greece, p.637-642.
61. P e y t c h e v a I., A. von Q u a d t, R. T i t o r e n k o v a, N. Z i d a r o v, E. T a r a s s o v a. 2005. Skrut Granitoids from Belassitsa Mountain, SW Bulgaria: Constraints from Isotope – Geochronical and Geochemical Zircon Data. *PROCEEDINGS of the Jubilee International Conference. Bulgarian Geological Society*, S., p. 109–112.
62. P e y t c h e v a I., A. von Q u a d t, O. M a l i n o v, E. T a c h e v a, R. N e d i a l k o v. 2006. Petrochan and Klissura plutons in Western Balkan: relationship, in situ and single grain U –Pb zircon/monazite dating and isotope tracing. *GEOSCIENCES–006.*, S., p. 221–224.
63. P i e r c e J., A., S. J, L i p a r d, S. R o b e r t s. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geol. Soc. London. Spec. publ.* p. 77–94.
64. P o l u k h t o v i c h B. M., O.V. S a m a r s k a. 1995. The history of the geological development of Predobroea in Variscan tectogenesis. In: *XV congres of the Carpato-Balkan Geological Association*, № 4/1, Athens, Greece, p. 86–91.
65. R o b e r t s o n A.H.F. 2000. Mesozoic – Tertiary tectonic sedimentary evolution of a south Tethian oceanic basin and its margins in southern Turkey. *Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area*. Eds. E. Boskurt et al. L., p. 97 – 138. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.; № 173*.
66. S a n d u l e s k u M. 1984. *Geotecnica Romaniei. Tehnica*, B. p. 297–301.
67. S a p u n o v I. G. 1999. The Jurassic in south – eastern part of Bulgaria (stratigraphy, geodynamics, facies and paleogeography). *GEOLOGICA BALCANICA*, 29, 1–2, S., p. 19–59.
68. S e n g o r A. M.C. and Yilmaz, Y. 1981. Tethian evolution of Turkey, a plate tectonic approach; *Tectonophysics*, v. 75; p. 181–241.
69. S e n g o r A. M.C., Y i l m a z, Y. and S u n g u r l u, O; 1984a. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: Nature and evolution of the western termination of Paleotethys; In Robertson , A. H. F. and Dixon, J. E., eds. *The geological evolution of the Mediterranean; Geological Society of London Special Publication 17*, p. 77–112.
70. S e r v a i s M. 1981. Donnees preliminaires sur la zone de suture mediotethysienne dans la region d'Eskisehir [NW Anatolie]. *Comptes Rendus des Seances de L. Academie des Sciences, Paris*, v. 293, p. 83–86
71. S t i l l e H. 1951. Das mitteleuropaische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropaischen, Beihefte z., *Geol., Jahrb., Heft 2*.
72. T e k e l l O. 1981. Subduction complex of pre- Jurassic age, northern Anatolia, Turkey; *Geology*, v. 9, p. 68 – 72.
73. V a p t s a r o v a, A. H. C h e m b e r s k i, J. N i c o l o v a. 1979. Le Trias dans la Bulgarie du Nord. III. Volkanisme. *GEO-LOGICA BALKANICA*, 9, 3, p. 93 – 106.
74. Y i l m a z Y. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. 2003, *Geol. Soc. Amer. Bull.*; Vol. 105, № 2, p. 251 – 271.
75. Z a g o r c h e v I. 1994a. Structure and tectonic evolution of the Pirin-Pangaion structural zone (Rhodope Massif, south Bulgaria and northern Greece). 1999 *Geological Journal*, 29, p. 241-268.
76. Z a g o r c h e v I. 2001. Introduction in geology to the of SW Bulgaria. *GEOLOGICA BALCANICA*, 31, 1– 2, p. 3–an, Greece. Vol. 30. № 3, p. 235–238.