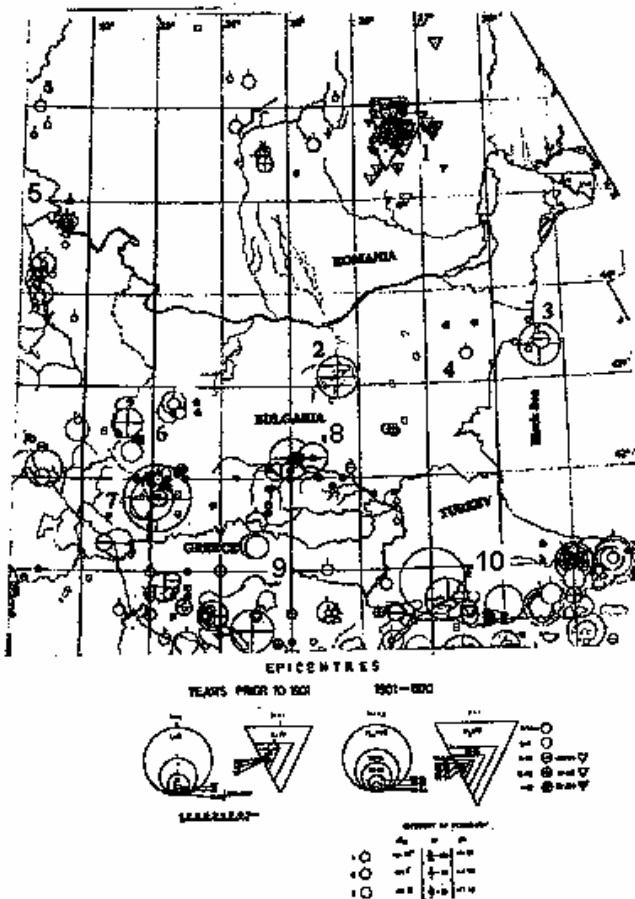


## 4. Регионална сеизмичност на Източната част на Централния Балкански полуостров.

### Общи сведения

Цялата територия на България и околните земи периодически е подлагана на сеизмичното влияние на близки и далечни сеизмични зони. Тази област е част от добре известния със своята висока сеизмичност Егейски регион, който по-подробно бе анализиран в Лекция №3. Земетресенията имат плитък, коров генезис, с изключение на земетресенията от Вранчанската сеизмична зона (Румъния), където сеизмичните събития със силни магнитуди са от междинен тип. По-долу ще се анализират някои от основните сеизмични огнища.

За земетресенията преди 1892 г. информация не е сигурна, основава се на лични описания, вестникарски новини или хроники. Техните епицентри са оценени с грешка от около  $0.3^{\circ}$ . Точността на определяне на епицентрите на земетресенията става по-висока след инсталирането на първия сеизмограф в гр. София през 1905 г. Точността нараства до  $0.1^{\circ}$ - $0.2^{\circ}$ . След 1977 г., благодарение на изградената Българска национална сеизмична мрежа, точността на определяне на епицентрите на земетресенията нараства, като в същото време магнитудното ниво на регистрираните събития пада даже до около  $M=1.0$  (в зоната на локалните мрежи около гр. Козлодуй и гр. Провадия).

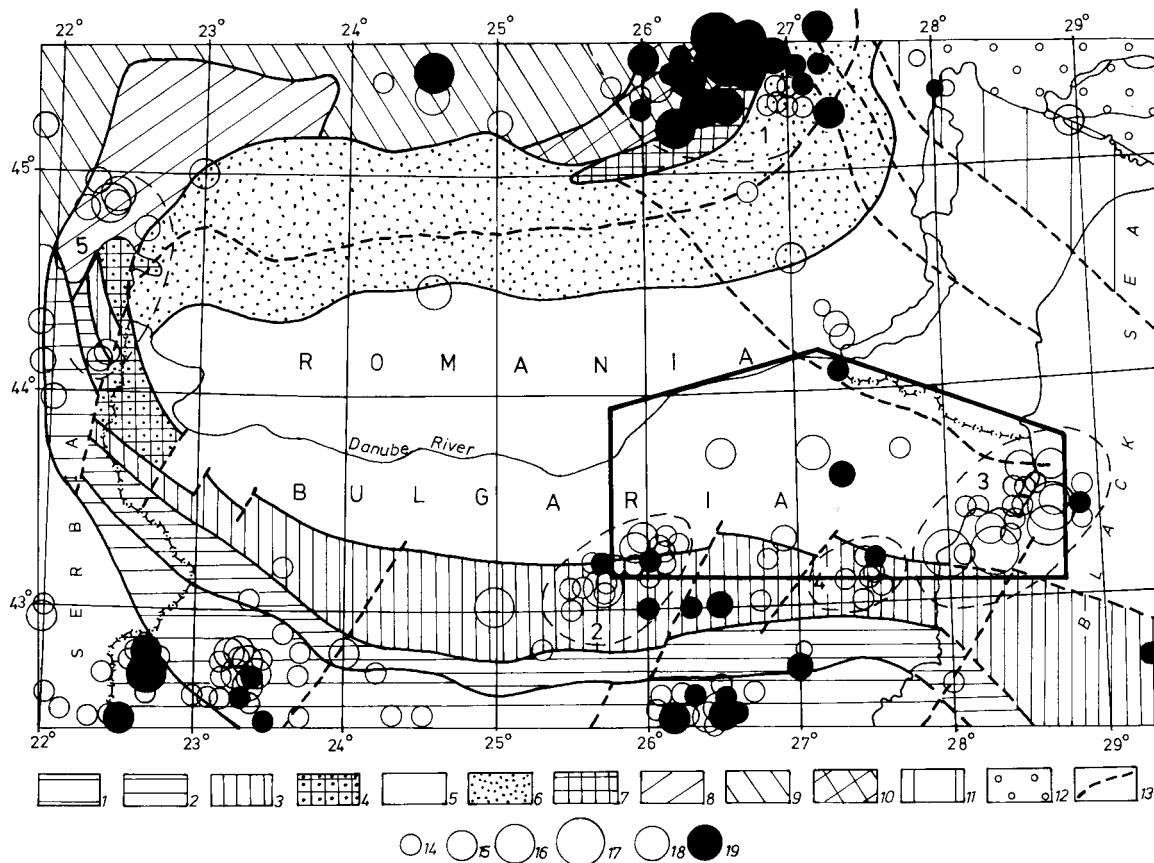


Фиг. 4.1. Главни зони на епицентри на земетресения с въздействия върху територията на България (по Shebalin et al., 1976). Описанията на зоните са дадени по-долу, съответно на номерацията на тази фигура.

Най-силните събития в областта (магнитуд повече от 7.0) са регистрирани през първата половина на миналия век. Тяхната реализация е станала в известните сеизмични зони и поради тази причина анализът по-долу се основава на исторически данни и по-малко на регистрации в по-ново време (фиг. 4.1).

### **Мизийската платформа - тектонски буфер в централната част на Балканския полуостров.**

Ако Родопската област бе разгледана като структура, лежаща върху палеосубдукционен остатък, намиращ се в мантията и контролиращ, до голяма степен, процесите в северната част на Егейската зона, то Мизийската платформа би трябвало да се възприема като по-малко динамична структура, явяваща се “буферна зона” при реализацията на тектонските напрежения от конфликтните движения на няколко тектонски плочи. Относно влиянието на движението на Африканската плоча на север с всички произтичащи тектонски усложнения в пространството зад Егейската дъга вече стана дума при разглеждането на общите тектонски условия на Балканския полуостров. От изток, при насрещното предвижване на Арабската и Евроазийската плочи се получава резултантна реакция на Черноморската плоча, изразена в натиск в посока запад-северозапад по източните краища на Мизийската платформа (Pistovitenko et al., 1990). От изток към запад е и натискът на Източно Европейската платформа. Създават се условия за натрупване на напрежения, които периодично се разтоварват чрез силни средно-фокусни земетресения в района на Вранча (Източните Карпати) - известното най-дълбоко земетръсно огнище в Европа (например Добрев, Шукин, 1974). Карпатската дъга от север и северозапад допълва общата ситуация на всестранен натиск около Мизийската платформа и преразпределението на натисковите сили, резултат от движението на Европа на североизток. Консолидираната епибайкалска платформа в Балканския полуостров, обхващаща обширната равнинна област на Долни Дунав е наречена през 1946 г. Мизийска платформа (Бончев, 1971). Нейните геоложка и тектонска характеристики, както и нейния дълбочинен строеж са изучавани и дискутирани от български, румънски и съветски автори (например Бончев, 1946; Муратов, 1949; Popescu et al., 1965; Atanasiu, Chirac, 1965; Добрев, 1966; Barbu, Vasilescu, 1967; Бончев, 1971 и много други). Въпреки значително по-слабата изразителност на неотектонските и съвременните процеси в този регион в сравнение с околните структури на Карпатите и Балканите, тази платформа представлява изключителен интерес за изясняване на особеностите на съвременните геодинамични процеси в централната част на Балканския полуостров. Естествените граници на Мизийската платформа не са навсякъде добре очертани (фиг. 4.2). Според Е.Бончев (1971), на североизток тя се отделя от Скитската платформа чрез разлома Печеняга-Камена, естествената южна граница е по челната северна ивица на Предбалкана, като се приема, че той е развит върху южния, потъващ ръб на Мизийската платформа. За северна граница се посочва разграничителната тектонска линия между платформата и Предкарпатското ръбно понижение (Перикарпатският разлом). Но по-вероятно е действителната граница да се намира по-северно, тъй като Предкарпатската депресия е развита върху северното крило на платформата (Бончев, 1971; Sandulescu, 1984). Доста сложна е разграничителната разломна линия между платформата и зоната на преходните структури между Балканите и Южните Карпати (така наречената Кулска зона). Не е ясно развитието на платформата в Черно море. Вероятно, нейният източен край трябва да се предполага в зоната на континенталния склон. Според геофизичните проучвания и техните тектонски интерпретации (например Шиманов и др., 1981) има данни за наличие на структурна граница по изобата 200 m, определена като източна граница на Варненската впадина.



Фиг. 4.2. Тектонска схема на Мизийската платформа с основните огнища на земетресения около нея. Заградена с рамка зоната от Североизточна България, за която е направена реконструкция на тектонските полета на напреженията (от Shanov, 2005).

Тектонски зони: 1 – Средногорска; 2 – Старопланинска; 3 – Предбалканска; 4- Кулска; 5 – Мизийска платформа; 6 – Неогенска моласова депресия и Предкарпатско понижение; 7 – Молдавиди; 8 – Окрайни Дациди; 9 – Средни Дациди; 10 – Външни Дациди; 11 – Северно-Добруджански ороген; 12 – Преддобруджанска депресия; 13 – главни разломи;

Магнитуди на земетресения: 14 –  $M=4,0$  до  $5,0$ ; 15 –  $M=5,1$  до  $6,0$ ; 16 –  $M=6,1$  до  $7,0$ ; 17 –  $M>7,0$ ; Хипоцентрални дълбочини: 18 – до  $25\text{ km}$ ; 19 – над  $25\text{ km}$ ;

По-важни сеизмични зони: 1 – Вранча; 2 – Горнооряховска; 3 – Шабленска; 4 – Провадийско солно находище; 5 – Неготин-Крайненска.

Характерът на съвременните геодинамични процеси в и около Мизийската платформа може да се очертае в общи линии по групирането на епицентрите на земетресенията с магнитуд  $M \geq 4$  (фиг. 4.2). Данните са от Каталога на Балканския проект на ЮНЕСКО (1971), катлозите SCEM (1986), ISC (1986) и на NOAA (1986), от публикации на български и румънски автори. Откроява се високата сеизмичност по периферията на платформата, като някои от земетресенията са с магнитуд над 7, въпреки невисоката честота на повтаряемост.

## **Описание на главните земетръсни райони**

Всяка една от главните сеизмични зони с регионално значение ще бъде описана по-долу: тип сеизмичност, максимални магнитуди на генерираните земетресения, честота, дълбочина на огнището, изосоистни карти на най-силните събития.

### **1. Вранчанска сеизмична зона**

Добре познатата в Европа Вранчанска сеизмична зона (Румъния) има следните важни характеристики: относително дълбоки хипоцентри (80-120 km) на най-силните земетресения с магнитуди  $M > 7.0$ ; много широка област на макросеизмично въздействие; относително постоянен времеви интервал между силните последователни сеизмични събития; специфично разпределение по направления на плътността на сеизмичната енергия; преобладаване на относително дългопериодни честоти на сеизмичните вълни. Земетресенията от Вранчанската сеизмична зона оказват силно влияние върху българската територия. Първите изчертани макросеизмични карти са за събитията от 06.04.1790 г., от 26.11.1821 ( $M \approx 6.9$ ) (Григорова, Григоров, 1964).

През последния век някои силни събития от тази зона поразиха голяма част от Балканския полуостров. Земетресението от 10.11.1940 г. с магнитуд  $M=7.3$  засяга областта на Североизточна България с интензивност от VII-VIII степен (МШК-64), в Централна Северна България интензивността е VI-VII степен, а за Южна България това въздействие е от V степен. Следващото силно земетресение от 04.03.1977 г. ( $M=7.2$ ) има важно въздействие върху голяма територия от Европа, то е регистрирано от всички сеизмоложки станции в света. Хипоцентралната дълбочина на тези две събития е около 110 km. В Северозападна България въздействието е от VI-VII степен, а в Централна Северна България - VII - VIII степен. За Южна България отчетената интензивност е била от IV-V степен (фиг. 4.3).



Фиг. 4.3. Регистрирани интензивности на територията на България от земетресението от Вранча през 1977 г. с  $M=7.2$  (по Бранков, ред., 1986).

Периодът на повтаряемост за дълбоките земетресения (по-дълбоки от 80 km) е:

$$T = 10^{(0.89M-4.45)}$$

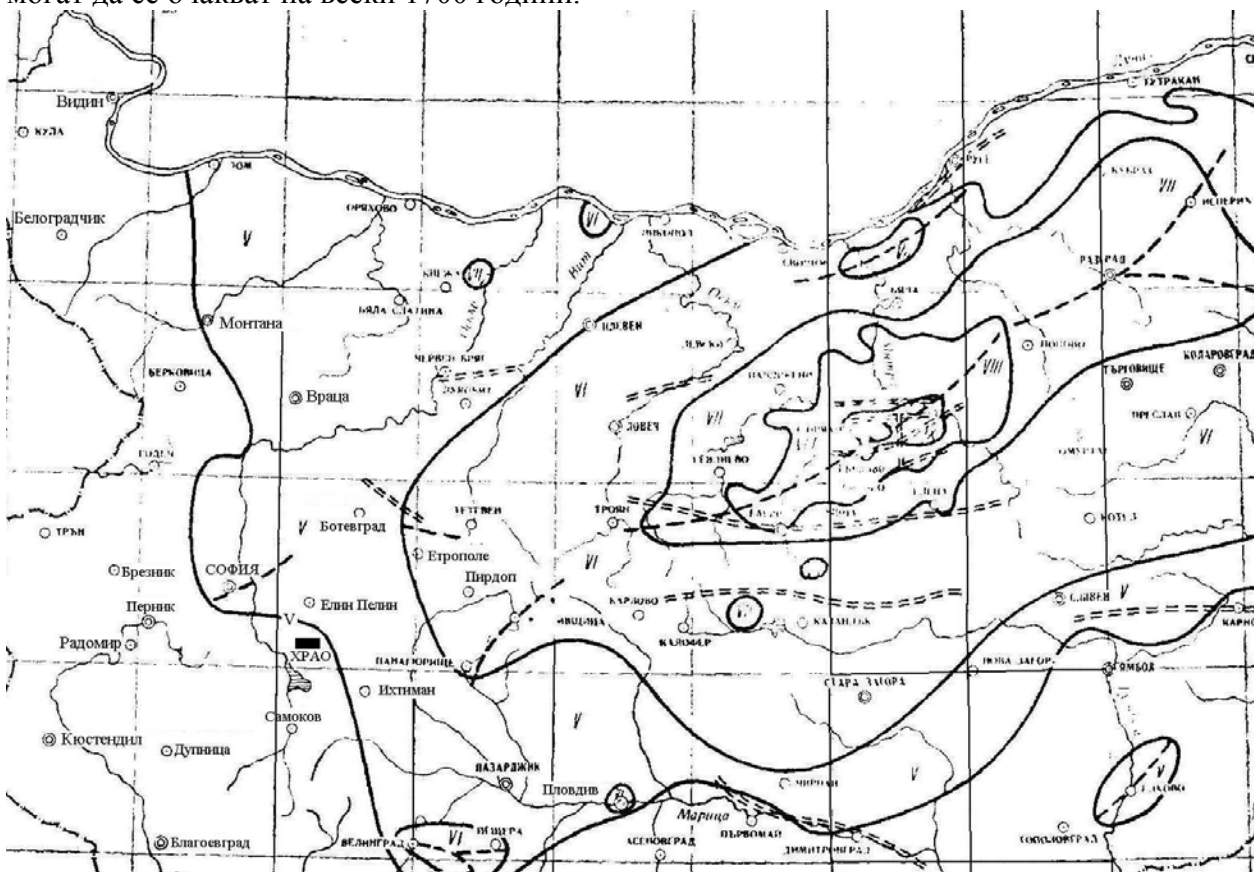
За земетресенията с хипоцентрална дълбочина по-малка от 80 km периодът на повтаряемост се дава с формулата:

$$T = 10^{(0.88M-3.70)}$$

Проведените изчисления показват, че дълбоките събития с магнитуд  $M=7.0$ , способни да въздействат върху българска територия, могат да се очакват на всеки 60 години, а най-силните земетръсни изяви – приблизително на всеки 150-200 години.

## 2. Горнооряховска сеизмична зона

Разположена в Централна Северна България, тази зона може да бъде описана като линия от земетръсни епицентри по продължение на десния бряг на р. Янтра в изток-западна посока (Григорова, Григоров, 1964). Най-силното събитие от този век се е случило на 14.07.1913 г. с  $M=7$  (по други източници – 6.75) и интензивност от X степен в епицентралната област. Затихването на реализираната сеизмична енергия е много бързо на юг-югоизток и север-северозапад (фиг. 4.4) Най-силно влияние тази зона има върху територията на Централна Северна България. Земетресенията от тази зона през м.февруари 1986 г. ( $M = 5.1$ ) и м.декември 1986 г. ( $M = 5.7$ ) предизвикаха значителни щети, за щастие без човешки жертви (фиг. 4.5, 4.6 и 4.7). Изчислено е, че земетресения с магнитуд  $M = 7.0$  могат да се очакват на всеки 1700 години.



Фиг. 4.4. Изосейстна карта на земетресението в Горнооряховската зона от 14.07.1913 г. (по Григорова, Григоров, 1964).



Фиг. 4.5. Разрушени балкони на сгради в гр. Стражица от земетресението с  $M=5.1$  през м.февруари 1986 г.



Фиг. 4.6. Напукана часовникова кула на кметството в с.Асеново (епицентър на земетресението с  $M=5.1$  през м.февруари 1986 г. Кулата рухва при земетресението с  $M=5.7$  през м.декември 1986 г.

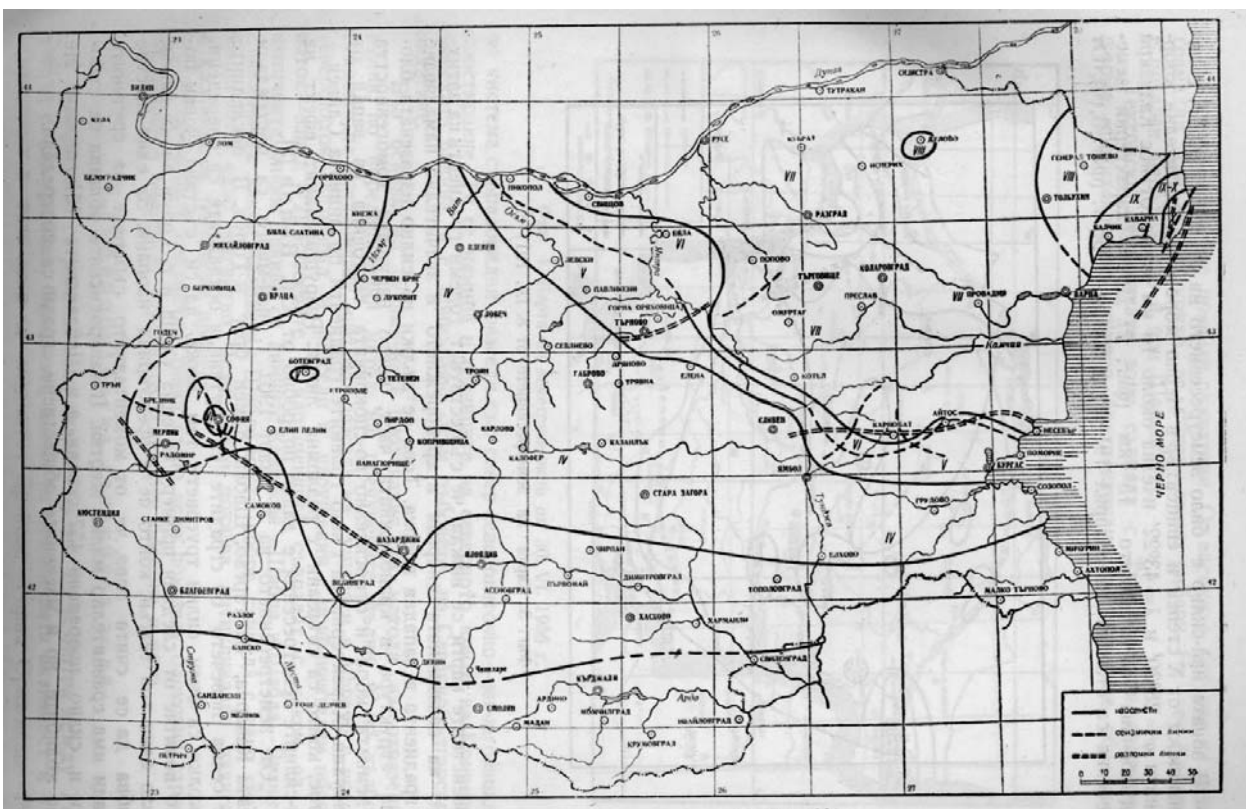


Фиг. 4.7. Разрушена камбанария на църквата в с. Мирово, Горнооряховско от земетресението с  $M=5.1$  през м.февруари 1986 г.

### 3. Шабленска сеизмична зона

Епицентрите на земетресенията са разположени по продължение на морския бряг. Най-силното земетресение за последните 100 години е било събитието от 31.03.1901 г. с  $M=7.2$  и интензивност в епицентъра от X степен. Епицентърът е бил в Черно море, на около 10 km източно от нос Калиакра. Дълбочината му не е коректно определена и варира от 15 km до 30 km. От изосеистната карта може да се види, че градиентът на затихване е много голям за бреговата област и намалява на запад (фиг.4.8). Този факт се обяснява с блоковата структура на горната част на земната кора близо до брега. Въздействието на земетресението е било по-значимо само за района на най-източните територии на страната, а за Южна България въздействието е било от IV-V степен (МШК-64).

Няколко по-слаби събития са регистрирани до сега (08.09.1911 г.,  $M=4.8$  и 30.06.1956 г.,  $M=5.5$ ). Тази зона е известна с не особено дълъг времеви период за силните земетресения. Изследванията показват, че на всеки 450-500 години земетресения с магнитуд около 7.0 поразяват тази област (по археологически и исторически данни).



Фиг. 4.8. Изосейсна карта на земетресението от 31.03.1901 г. с магнитуд оценен на 7.2 (по Григорова, Григоров, 1964).

#### 4. Провадийска сеизмична зона

Характеризира се с висока честота на слаби земетресения, чийто магнитуд рядко надминава 4.5. Тази концентрация на земетресения се дължи на солния щок, който се е внедрил в отслабената зона при пресичането на няколко разлома. Естествено около солното тяло да възникват напрежения от движението му към земната повърхност и натрупаната енергия се освобождава чрез слаби земетресения. Допълнителен фактор за нарастване на броя на земетресенията през последните 20-25 години е интензивната експлоатация на солта чрез излужване и формирането на огромни камери под земята пълни с разсол. Това ускорява тектонските процеси около солния щок, защото той става по-лек в горната си част. За сега няма тенденции да се спре експлоатацията на солта. За по-доброто изследване на развиващите се процеси е създадена локална сеизмична мрежа в района около гр. Провадия.

#### 5. Неготинска Крайна сеизмична зона (среща се и като Тимошка зона за северната част)

Попада изцяло на сръбска територия. Изтеглена е в направление С-Ю по средното течение на р.Морава. Тектонски зоната се намира на границата между Вардарската тектонска зона и Сръбско-Македонския масив. Исторически известните и инструментално регистрираните за последните 100 години земетресения са преобладаващо с магнитуд между 3 и 5. През периода 1879-1895 г., обаче, има данни за повишена сеизмична активност, като две земетресения през 1893 г. и през 1895 г. са оценени, съответно с магнитуди 6.5 и 6. Земетресението през 1922 г. с  $M=6$  също няма съществено влияние върху територията на България. При оценката на въздействията от тази зона прави



впечатление бързото затихване на сеизмичната енергия, като даже земетресението с най-висока епицентрална интензивност не е оказало въздействие по-голямо от II-III степен в СЗ България.

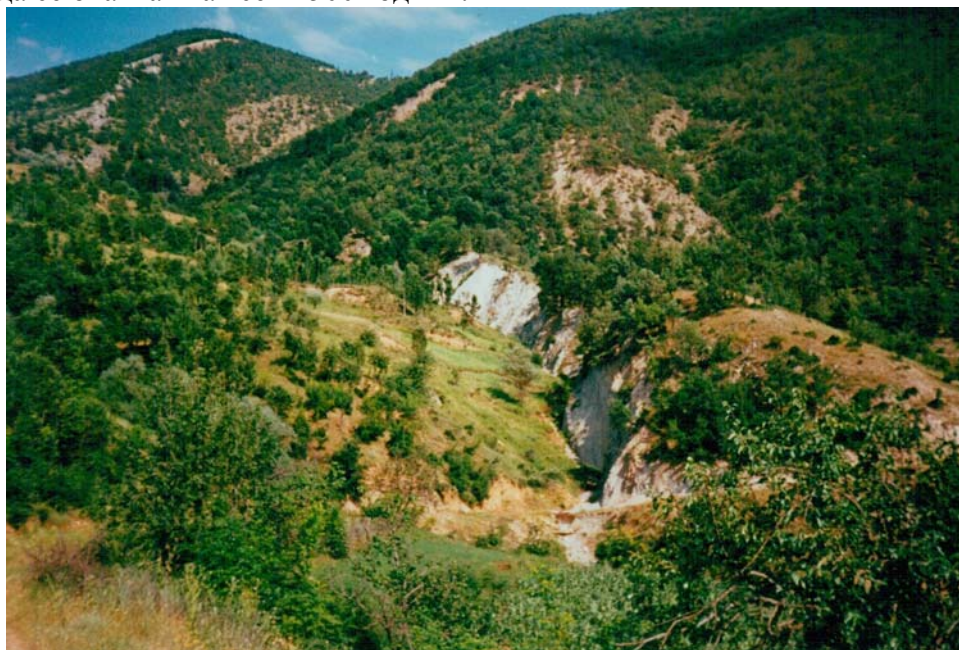
### **6. Софийска сеизмична зона**

Тази сеизмична зона съвпада със Софийската котловина и обкръжаващите я планини. Епицентрите на известните силни земетресения са разположени между центъра на гр. София и югозападните околности. Хипоцентрите на земетресенията оконтурват активно разломяване на дълбочина от около 30 km.

Максималната описана интензивност е X степен за епицентралната зона за земетресението от 30.09.1858 г. с оценен магнитуд от 6.6. С подобна сила е било и земетресението от 1641 г. По-късно много други земетресения с по-малки магнитуди са били записани, най-важното от тях е от 18.10.1917 г., с  $M=5.5$  (интензивност VIII степен в епицентралната зона). Като цяло, конфигурацията на изосеистите маркира главните линии на сеизмична чувствителност и активност с направление СЗ-ЮИ и ЮЗ-СИ. Изчислено е, че земетресения с магнитуд  $M = 7.0$  могат да се очакват на всеки 800 години.

### **7. Струмска (Кресненска) сеизмична зона**

Тази зона е известна с най-силното земетресение в Европа през последните 200 години – 04.04.1904 г. Магнитудът, според изчисленията в Пасадена (САЩ) е бил  $M=7.5$ , но съществуват данни за възможни две последователни събития с магнитуди, съответно 7.2 и 7.8. Вероятно хипоцентрите на главните събития, както и афтершоците през следващите две години, са били свързани с регионалния и много активен съвременен Крупнишки разлом. (линията Крупник – Пехчево – Кочани). Този разлом е бил също източник и за събития през 1949, 1950 и 1953 г. със скромни магнитуди, рядко надминаващи магнитуд 4 (фиг. 4.9). Изчислено е, че земетресения с магнитуд  $M = 7.0$  могат да се очакват на всеки 500 години.



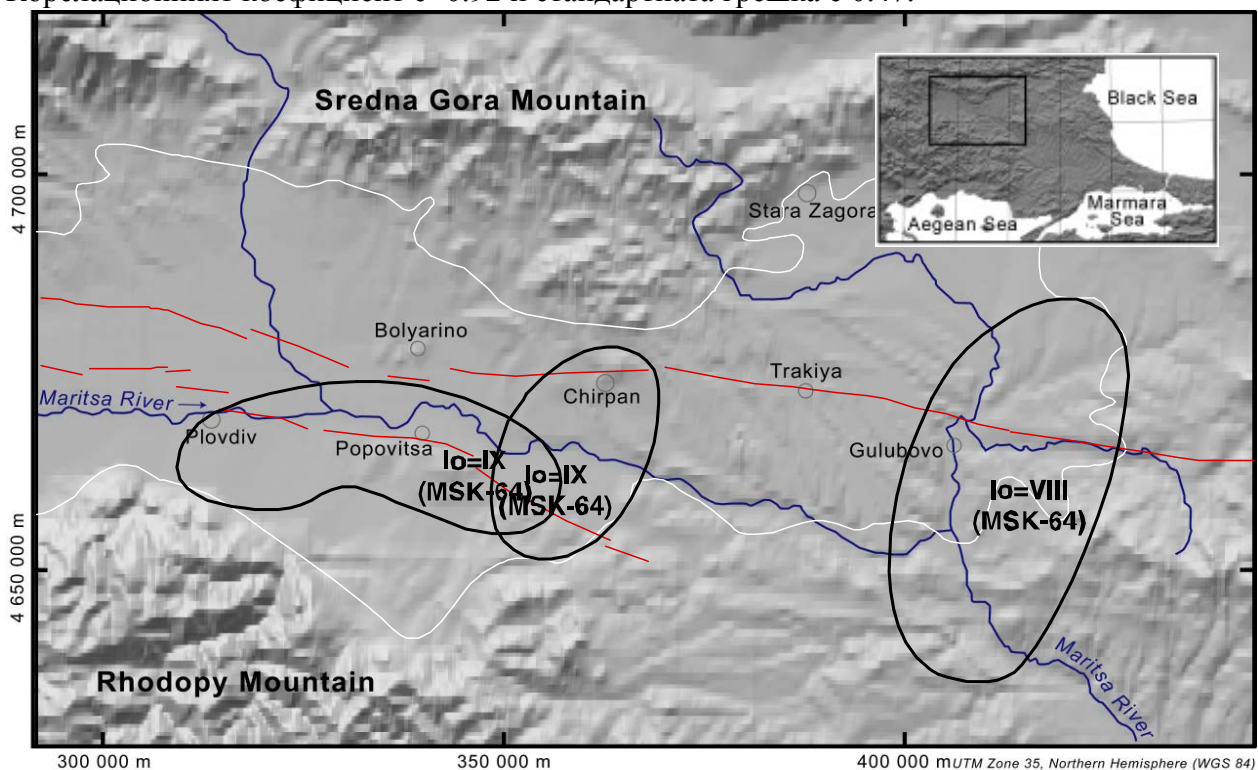
Фиг. 4.9. Снимка към разлома, по който е станало главното разкъсване на земната повърхност по време на земетресението от 4 април 1904 г. (между с.Полето и с. Крупник).

## 8. Маришка сеизмична зона

През последния век най-голямата катастрофа за тази част от територията на България е провокирана от две събития – земетресенията от 14.04.1928 г. ( $M=6.8$ ) и 18.04.1928 г. ( $M=7.0$ ). Интензивността в епицентралната зона е била X степен за първото събитие и XI за второто. Едно трето събитие следва в района на с.Гълъбово с магнитуд 5.7, но ефектите от него не са били катастрофални. Повърхностното разломяване от тези земетресения е имало обща дължина от около 100 km (фиг. 4.10). Изосейстната карта показва, че сеизмичните вълни са имали слабо затихване в посока изток-запад (по дължина на основната Маришка разломна зона). Използвайки наличните данни е изчислена магнитудно-честотната характеристика за тази зона, нормализирана за период от 100 години. Тази добре известна емпирична връзка (Gutenberg, Richter, 1954) работи само когато областта е достатъчно хомогенна. Някои проблеми възникват при използването на тази връзка за високи магнитуди, но това е подходящият път за окачествяване на сеизмичността на района от гледна точка на магнитуда. За Маришката сеизмична зона емпиричната връзка е:

$$\text{Lg}N = 4.05148 - 0.58228M$$

където  $N$  е броят на земетресенията с даден магнитуд  $M$  (или магнитуден интервал). Корелационният коефициент е  $-0.92$  и стандартната грешка е  $0.47$ .



Фиг. 4.10. Схема на разломяването от земетресенията през 1928 г. при гр.Чирпан и гр.Поповица, с главните изосейсти на трите земетресения (по Radulov et al, 2004).

## 9. Ксантийска сеизмична зона (Гърция)

Тази зона е част от областта между Солунската долина и р. Марица. Тази област е класифицирана като район с геоложки белези, които обясняват известна нестабилност. В тази област е описаното исторически земетресение с изчислен магнитуд  $M=7.5$  от

14.06.1864 г. Няма повече информация за изосейстното поле, нито за други силни земетресения.

### **10. Мраморноморска сеизмична зона (Турция)**

Тази зона съвпада с Мраморноморския район (Sirahioglu, 1974). Два важни клона от Северноанадолския разлом пресичат този район. Главните черти на този район могат да бъдат обяснени с пропадането на басейните, формиращи Мраморно море. Различни движения се проявяват в този район, като пропадането има преобладаващ характер. Директното въздействие на силни сеизмични събития върху Сакар и Източните Родопи се демонстрира добре с изосейстната карта от земетресението от 09.08.1912 г. с  $M=7.3$ . Интензивности от V и VI степен засягат Южна България. Интензивността върху същата територията от земетресението от 18.03.1953 в Yenice-Gonen ( $M=7.3$ ) е било от IV до V степен в Източните Родопи и Сакар.

Съгласно публикуваните данни (Ucer et al., 1976) магнитудно-честотното отношение за тази област, нормализирано за една година е:

$$\text{LgN} = 1.18 - 0.57M$$

### ***Сеизмотектонска характеристика на българската част от акваторията на Черно море***

#### Разломна мрежа в българската част от акваторията на Черно море

В акваторията на Черно море по-детайлно са изучени продълженията на Мизийската плоча, Долнокамчийското понижение, Предбалкана и Източна Стара планина. Данните за морското продължение на Бургаското понижение и особено за Странджа са малко. По-долу разломните нарушения са представени според изследванията на Ив.Генов от Института по Океанология – БАН, гр.Варна (Генов, 2004).

Разломите на българския шелф (фиг. 4.11) се простират и на сушата и на шелфа, поради което е необходимо разглеждането им съвместно с разломите на сушата в близост до бреговата линия на Черно море. Тези разломи могат да се обособят в две групи според простиранието им: субмеридионални и субширотни. Субмеридионалните разломи, с изключение на най-източните в близост до ръба на шелфа и някои малки такива, са по-рано възникнали в сравнение със субширотните. Повечето разломи (предимно субмеридионални), разломиле долните структурни комплекси в източната част на Мизийската платформа се проследяват в горележащите малм-валанжински и даже палеогенски наслаги, което може да бъде обяснено с унаследяване на тектонския режим.

#### **Субмеридионални разломи.**

Най-големи нарушения от този тип в разглежданата област са Венелин-Аксаковската (Венелин-Толбухинската) и Калиакренската разломни зони. И двете разломни зони се предполага, че са съвремененно активни. Те са свързани с огнища на земетресения и са в генетична връзка с образуването на Черноморската котловина (Андреев и др., 1981).

Венелин-Аксаковската субмеридионална разломна зона е със старо заложение и няколкократно прояви през фанерозоя. По горницето на валанжинския карбонатен комплекс разломната зона представлява сноп от няколко тектонски нарушения. По тях се извършва пропадане в източна посока сумарно до 700-800 м. Зоната е усложнена и с къси субекваториални разломи. В източния склон на Северобългарския свод разпространението на палеогенските седименти на запад се контролира от разломната зона (Тектонска

карта..., 1975; Геоложки предпоставки..., 1987).

Калиакренската разломна зона преминава съвсем близо до н. Калиакра и достига до н. Емине. Тя представлява големи и малки разриви с незначителни пликативни деформации и гофриране с хаотично залягане на пластовете, достигащи подложката на плиоцен-кватернерните наслаги. Тази зона е свързана с големи нарушения в мезозойските, палеозойските отложения, във фундамента и по-дълбоките слоеве на земната кора. Ширината ѝ според Брюкнер и др.(1981) е 6-8 км, а според Андреев и др.(1981) е 1-3 км. Много изследователи считат, че тук преминава дълбочинен разлом (Дачев, 1977; Головинский и др., 1972,1977) или вътрешнокоров разлом от втори порядък (Добрев, Щукин, 1970). Няма единство сред геолозите за наименованието на това нарушение и за местоположението му на север от паралела на н. Калиакра. Някои изследователи назовават разлома - Калиакренски ако неговия североизточен край се прокарва на изток от н. Калиакра, други - Тюленовски, Западно-Тюленовски, Светиниколски или Шабленски, ако се прокарва западно от Тюленовското издигане на сушата. Вероятно тук става въпрос за дълбочинен разлом с оперяващи разломи на север. Според Лимонов и др.(1980) амплитудата му е около 100 м по палеогенските наслаги и десетки метра по неогенските наслаги.

Съществуват и други субмеридионални нарушения. По-значимите от тях са:

- Раковско-Горунският разлом е от Шабленско-Българевската грабеновидна зона. Ограничава от изток Вранинския хорст. Амплитудата му е около 3000 м. В зоната на разлома са установени успоредни разседа.

- Българевският субмеридионален разсед се намира между разломите Светиниколски и Раковско-Горунски и е без точно установена амплитуда. Той навлиза в черноморския шелф при с. Българево и се следи на значително разстояние в него (Геоложки предпоставки..., 1987).

- Тригорският (Гурковският) разлом се простира на сушата и ограничава от запад Вранинския хорст. Амплитудата му по горнището на палеозойските седименти е по-голяма от 2000 м (Геоложки предпоставки..., 1987).

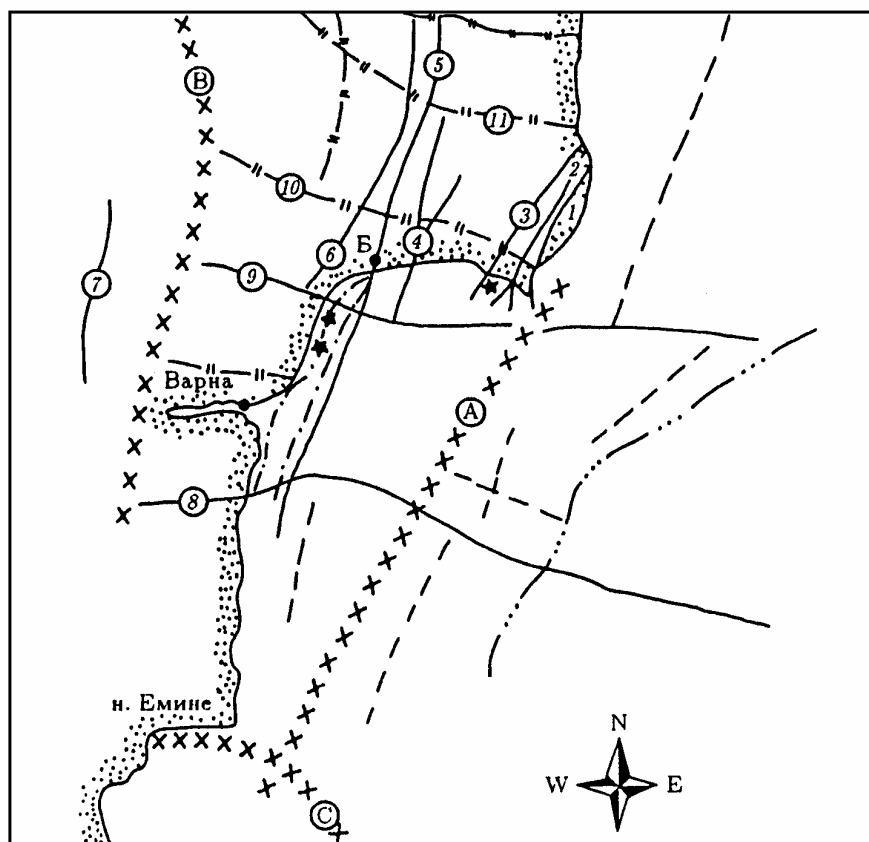
- Близнашкият субмеридионален разлом представлява граница между източния склон на Северобългарския свод и Долнокамчийското понижение. Той има характер на флексура, усложнена с надлъжни разседа (Геоложки предпоставки..., 1987).

- Спасово-Балчишкият (Южно-Балчишки, Балчишки) разлом се проследява и на сушата и на шелфа. Той е с амплитуда от 150 до 200 м по подложката на олигоценските седименти и по-дълбокозалягащите пластовете, а нагоре намалява до 20-30 м (Андреев и др., 1981). Затихва в олигоценските наслаги, доближавайки се до подложката на неогенските отложения. Този разлом и Източно-Балчишкият разлом оформят северно от Батовския разлом т. н. Балчишки хорст. На юг от Батовския разлом Спасово-Балчишкият разлом сменя знака си в противоположен. Балчишкият хорст и Източно-Балчишкият разлом, южно от Батовския разлом не се проследяват. Във връзка с това на продължението на Балчишкия хорст в южния блок се разполага тектонско стъпало, при което по Южно-Балчишкия разлом повърхността на еоцена потъва с амплитуда повече от 100 м (Лимонов и др., 1980).

- Източно-Балчишкият разлом затихва в горната част на олигоценските седименти (Лимонов и др., 1980).

Покрай Калиакренския разлом са доказани и други субмеридионални разломи, нарушили неозойските седименти. На изток от него в плиоценските наслаги съществуват два малкоамплитудни разседа (амплитуда 30-50 м), затихващи на юг в Близнашкия разлом, а на север в Батовския разлом. Разседът на шелфовия ръб е с амплитуда, която нараства на север от Близнашкия разлом. Този разсед е един от най-младите (плиоцен) в пределите на

Мизийската плоча, докато другите субмеридионални нарушения са унаследени от по-ранни нарушения (Куприн и др., 1980).



#### РАЗЛОМИ:

- |                                |                                    |
|--------------------------------|------------------------------------|
| <b>A - Калиакренски</b>        | <b>5 - Балчишки</b>                |
| <b>B - Венелин-Толбухински</b> | <b>6 - Тригорски</b>               |
| <b>C - Задбалкански</b>        | <b>7 - Синделски</b>               |
| <b>1 - Тюленовски</b>          | <b>8 - Близнашки</b>               |
| <b>2 - Българевски</b>         | <b>9 - Батовски</b>                |
| <b>3 - Горунски</b>            | <b>10 - Безводишко-Селченски</b>   |
| <b>4 - Източнoбалчишки</b>     | <b>11 - Силистренско-Белгунски</b> |

Фиг. 4.11. Главни разломи в северната част на българската акватория на Черно море (по Генов, 2004).

#### Субпаралелни разломи.

Субширотните разломи по време на образуване са по-млади в сравнение със

субмеридионалните и са изиграли решаваща роля във формирането на съвременния структурен облик на блоковете. Батовският разлом дели континенталната тераса на Мизийската плоча на северна и южна части, а Близнашкият разлом служи като южна структурна граница на цялата плоча. И двата разлома са възникнали в края на средния еоцен.

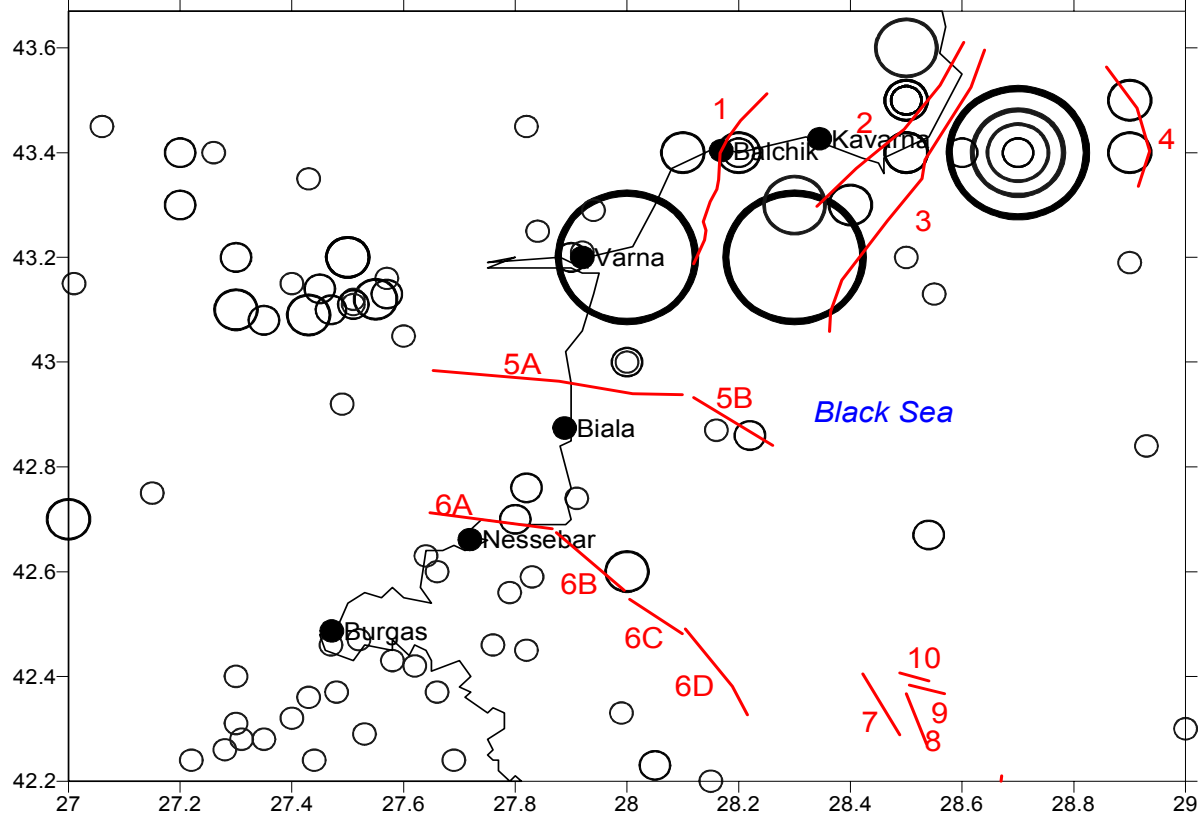
Близнашкият разсед се проследява на сушата, на шелфа и континенталния склон. Амплитудата му по подложката на плиоценските седименти е от 100 до 300 м и нараства от сушата към морето. Приблизително такава картина се наблюдава и в по-старите наслаги. Анализът на дебелините на миоценските и плиоцен-кватернерните седименти от двете страни на разлома позволяват да се смята, че той е северна структурна, но не формационна граница на Долнокамчийското понижение (Куприн и др., 1980). Според Лимонов и др.(1980) Близнашкият разлом на места достига до кватернерните отложения, а на други затихва в миоцена. На север от него във външната зона на шелфа и на шелфовия ръб са доказани широтни разривни нарушения с амплитуда около 100 м, по които са отпуснати южните крила.

Батовският разлом е установен в палеогенски и по-млади наслаги. Амплитудата му намалява от палеогенските до плиоценските седименти от 100-120 м до 25-30 м, а в най-къснообразуваните пластове е възможно напълно да затихва. По палеогенските наслаги от запад на изток амплитудата му се увеличава от 50 до 150 м. На континенталния склон се допуска разривно нарушение, което е предполагаемо, далечно, източно продължение на същия разлом (Куприн и др., 1980). Батовският разсед се проследява слабо на сушата и е прокаран до голяма степен с условност (Геоложки предпоставки..., 1987).

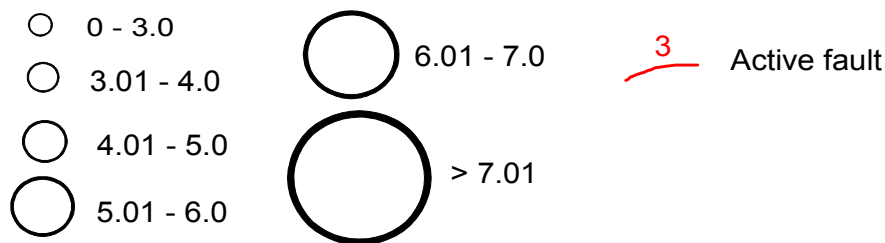
На сушата в източната част на Мизийската платформа са установени и други субширотни нарушения; (Кичевски разлом и др.).

### Сеизмичност

В района на българската акватория на Черно море има сведения за земетресения от 542 г. , т.е. там събитията са достатъчно силни за да са били отразявани в исторически документи. Магнитуда на земетресенията се движи в широки граници – от  $M = 0.0$  до  $M = 7.5$ , а дълбочината на хипоцентрите – от 0 до 30 км. Най-силните събития в областта (с магнитуд 7.5) са станали в историческо време, през 542 г. и 1444 г. в акваторията на Варненския залив и източно от него, а най-силното земетресение през миналия век, с магнитуд  $M = 7.2$  е станало на 31.01.1901 г. в района на Шабла, която зона бе анализирана по-горе. Земетресенията са групирани в няколко по-забележителни групи. Най-силните са разположени в района на Шабла, други, с по-слаб магнитуд, са разположени около Провадия и едно групиране на по-слаби събития има южно от гр. Бургас, като най-общо може да се каже, че на юг от н. Емине сеизмичността е по-слаба. На фиг. 4.12 е представена схема на активните разломи и епицентрите на земетресенията в българската част на Черно море. Прави впечатление подреждането на епицентри на слаби земетресения по продължението на югозапад на Калиакренския разлом в района на Бургас, което може да е индикация за значително по-голяма дължина на въпросния разлом и съвременна активност извън морската акватория.



Earthquakes with magnitude:



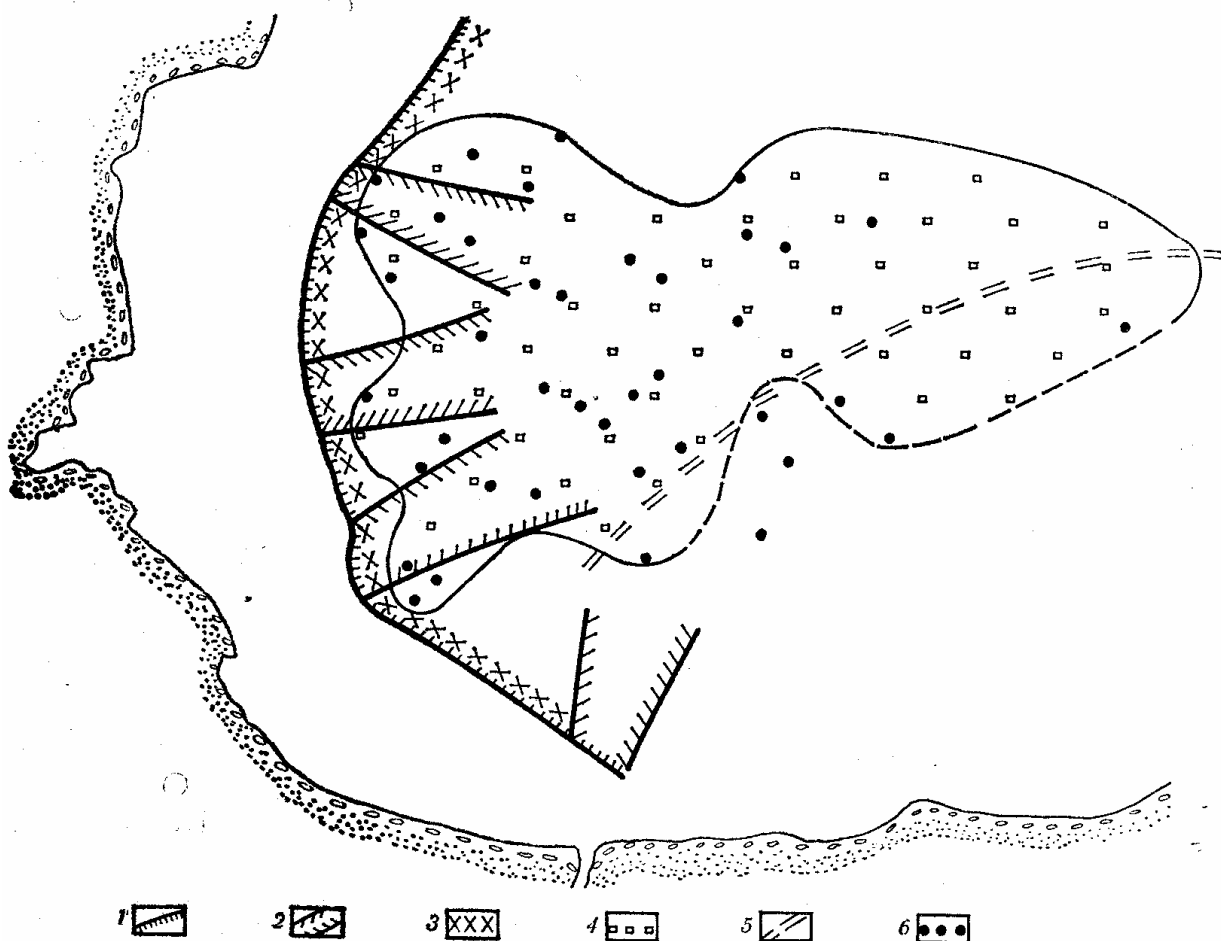
Фиг. 4.12. Схема на известните активни разломи и епицентри на земетресения в българската на Черно море и прилежащата суша (по Boykova et al., 2004).

#### Следи от земетресения – феноменът “сапропелови брекчи”

Феноменът сапропелова брекча бе за първи път анализиран като генетично свързан със сеизмичната активност на западното Черноморско крайбрежие през 1987 г (Chochov, Shanov, 1987). Сапропеловите тини са тъмнокафяви до черни пластични, биогенни седименти. Те лежат с рязък контакт над теригенни седименти, предимно пясъчливи. Тяхното образуване е датирано на 7300 години, докато на изобата 563 m датировката е 6240 години. Има един интервал от 2000 години между нахлуването на по-солените Средиземноморски води в Черно море и началото на сярното му отравяне. Т.е. за 2000 г. са се образували сапропеловите тини, а тяхното преотлагане е станало след още 1000 години.

Според изследванията на сеизмичния цикъл за Западното Черноморие, силни катастрофални земетресения стават на всеки 400-500 години. Следователно, депозирането на сапропеловата брекча в подножието на континенталния склон може да се свърже с няколко силни земетресения в акваторията на Черно море, при които се създават условия за подводни свличания и предепозиране на сапропеловите тини под формата на сапропелови брекчи. Значителна роля за това са играли и каньонообразните долини на

континенталния склон, като насочващи свличанията структури към дълбоководната част на морето (фиг. 4.13).



Фиг. 4.13. Схема на разпространението на сапропеловите брекчи от западния континентален склон и шелф на Черно море към дълбокоморската част (по Chochov, Shanov, 1987).

1 – граници на разпространение на литостратиграфските единици: 1b – сапропелова тиня; 2 – подводни каньони; 3 – максимална дебелина на литостратиграфския слой 1b, дължаща се на свлачищни процеси; 4 – сапропелова брекча; 5 – граници на интензивна млада седиментация; 6 – станции, където е открита сапропелова брекча.

#### Методи за изследване на активни разломи в акваториите. Водещо значение на геофизичните методи, сеизмична стратиграфия

Представените изследвания са част от дейността по изпълнение на проект, финансиран от Община Варна “Сеизмостратиграфско разчленение, геотектонски и сеизмотектонски анализ на кватернерните и част от неогенските седименти в българския черноморски шелф и горната част на континенталния склон”. По неговото изпълнение през 2002 и 2003 г. работи авторският колектив от учени от ИО-БАН, Варна (О.Димитров и И.Генов) и ГИ-БАН София (Ст.Шанов, А.Бойкова). Резултатите са нови за българската част от акваторията на Черно море.

В последното сеизмично райониране на страната не е създаден адекватен

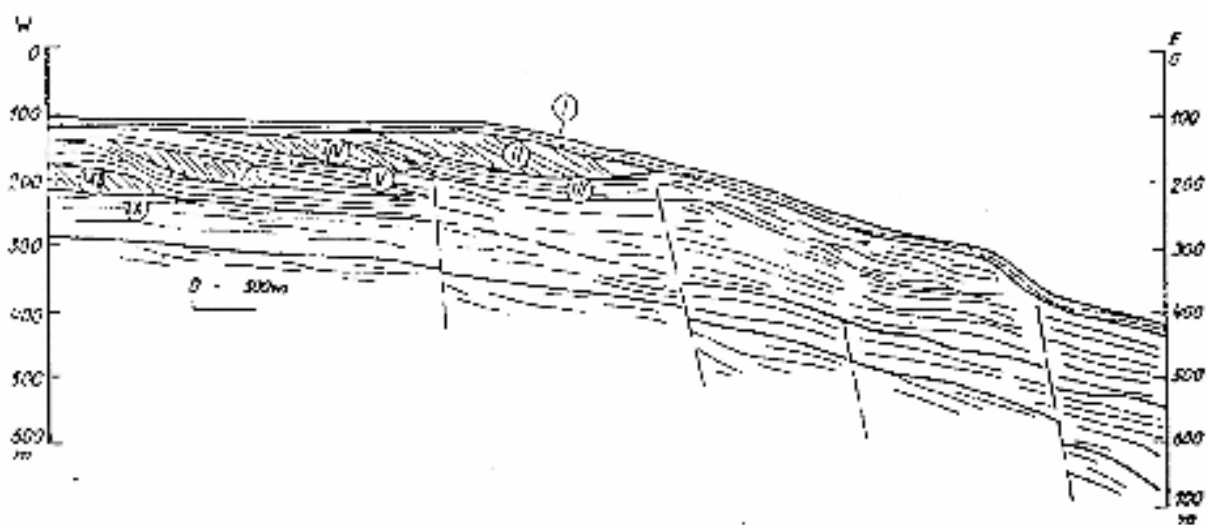


сеизмотектонски модел за тази територия. За да се подобри регионалния сеизмотектонски модел на страната, задължително трябва да се анализират данните от геоложките и геофизичните изследвания в прилежащата акватория на Черно море. Оценка на сеизмичната опасност на страната трябва да се извърши при съобразяване с геодинамичните процеси, които сега протичат в акваторията на Черно море и за които може да се съди само от данните от морските геоложки и геофизични изследвания. Тези данни и особено информацията от последните години, не са анализирани комплексно в светлината на най-младата геодинамика и потенциалните рискове от съществуващите тектонски структури.

В процеса на изследването са използвани сеизмоакустични профили направени по време на експедиции на ИО-БАН. Сеизмоакустичните записи са направени по метода НСП. Работено е с апаратура тип “Спаркер” с електроискров източник на сеизмични вълни с мощност на излъчвания импулс 5 kJ. Дълбочината на проникване на полезния сигнал е 200-300 m. Разделителната способност на сеизмоакустичната апаратура “Спаркер” е 4-5 m.

При сеизмостратиграфските изследвания освен определянето на дебелината на седиментите, утаени по време на деветте изменения на нивото на Черно море през кватернерния период, се получават и данни за разломни нарушения, засягащи различни по възраст сеизмопакети. Такъв резултат е представен при сеизмогеолошко разчленяване на профил 05K84P (фиг. 4.14) от Лимонов и Кръстев (1990).

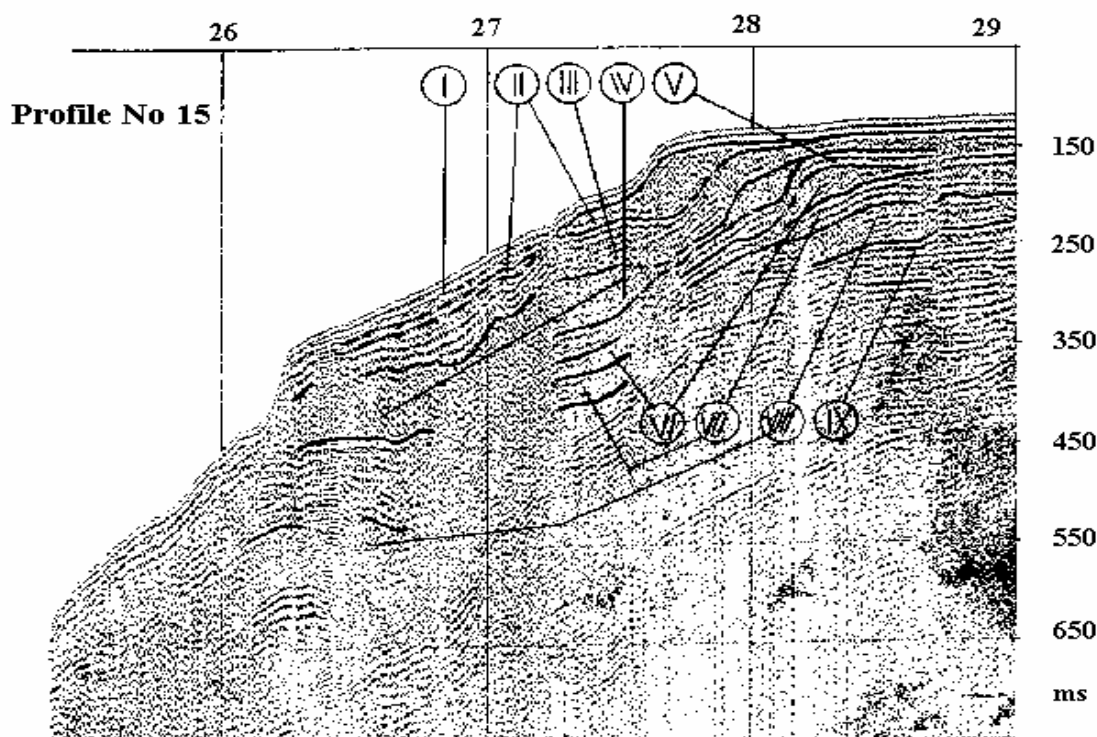
Друг пример за разчленяване на кватернерните седименти, намиращи се в най-южната част на българския и най-северната част на турския черноморски шелф и прилежащата горна част на континенталния склон е представен на фиг. 4.15. При направената сеизмостратиграфска интерпретация са определени деветте сеизмопакета, като тяхната стратиграфска принадлежност е както на сеизмогеоложкия разрез на профил 05K84P (Dimitrov, 2000). Деветте сеизмопакета представляват седиментите утаени по време на деветте изменения на нивото на Черно море през кватернерния период – пет издигания и четири понижения. В таблица 4.1 са представени стратиграфските принадлежности на сеизмопакетите.



Фиг. 4.14. Сеизмостратиграфско разчленяване по профил 05K84P (Лимонов, Кръстев, 1990).

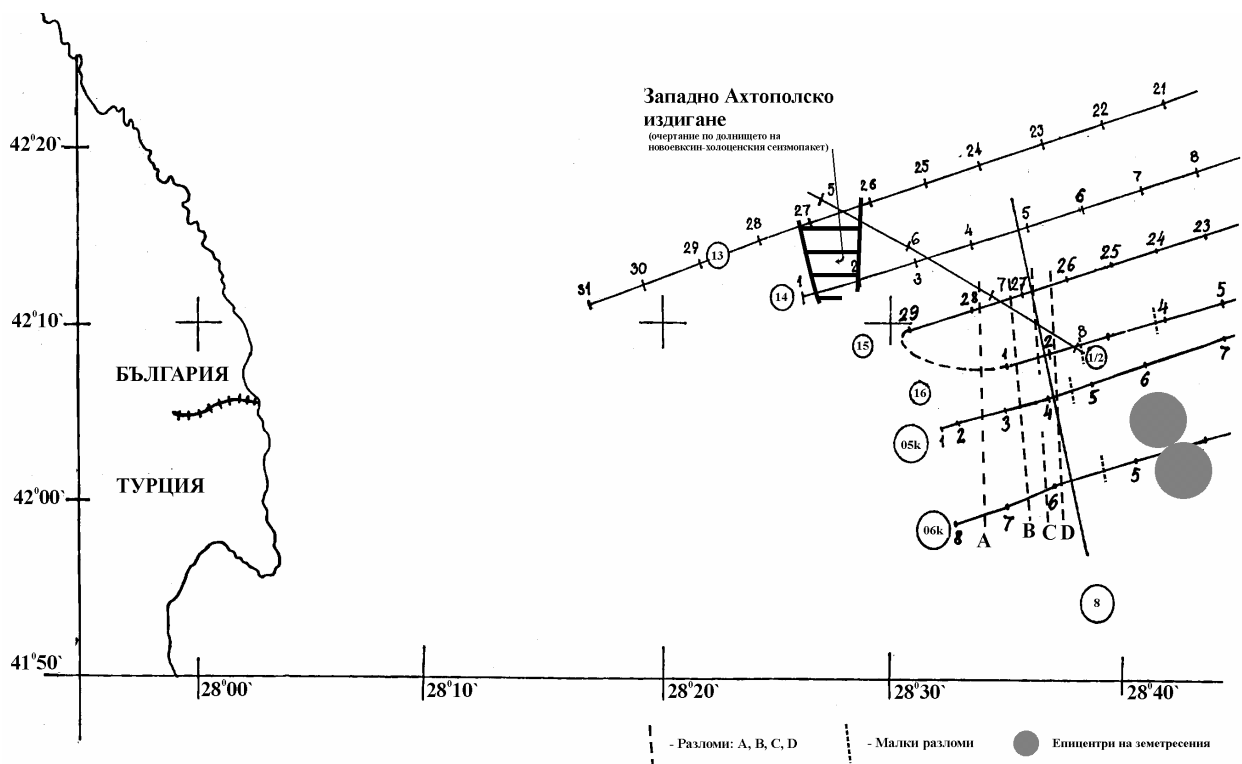
Таблица 4.1

ТРАНСГРЕСИИ	СЕЙЗМОПАКЕТИ	РЕГРЕСИИ	СЕЙЗМОПАКЕТИ
I	Новоевксин-холоценски	II	Посткарангатски
III	Карангатски	IV	Постузунларски
V	Древноевксински (горен)-узунларски	VI	Постпалеоузунларски
VII	Древноевксински (долен)-палеоузунларски	VIII	Постепичаудински
IX	Горночаудински-епичаудински		



Фиг.4.15. Сеизмостратиграфско разчленяване по Профил No 15 (по Dimitrov, 2000).

Всички налични данни са използвани за определяне на активните разломи в западната акватория на Черно море, показани на фиг. 4.12. Нещо повече, детайлните изследвания показаха и активизация на тези разломи в посока от шелфа към дълбоководната част на Черно море.



Фиг. 4.16. Схема на активните разломи и регистрирани епицентри на земетресения в най-южната част на българския черноморски шелф и континентален склон. Земетресенията са с магнитуд над 4. Определените разломи А, В, С, D са стръмни и субпаралелни на структурата Западно-Ахтополско издигане. Наличието на епицентри на земетресения източно от така определените разломи и евентуалната им привързаност към тях може да се приеме като аргумент за съвременната им активност. Има основание да се предполага, че разломите са фактически проява в младите седименти на развитието на един по-значим разлом в дълбочина.