



Прилагане на двумерно електросъпротивително профилиране за доказване на активни разломи в терени с оскъдни повърхностни следи: Маришката разломна зона при Харманли, Южна България

Александър Радулов, Асен Митев

Геологически институт, БАН, ул. Акад. Г. Бончев, бл. 24, 1113 София

Use of 2D resistivity survey to prove active faults in terrains of scarce surface evidence: Maritsa fault zone, Harmanli, Southern Bulgaria

Alexander Radulov, Asen Mitev

*Geological Institute, Bulg. Acad. Sci., Acad. G. Bonchev str., Bl. 24, 1113 Sofia
E-mail: radulov@geology.bas.bg; asenvm@geology.bas.bg*

Abstract. We have studied a section of the Maritsa fault zone in the area of Harmanli, Southern Bulgaria applying 2D resistivity profiling in order to prove recent fault activity in an area where geomorphologic and geologic survey have not provided sufficient data. At the first stage of our study, the fault has been traced through analysis of the tectonic relief on mesoscale and the geometry of the fault-controlled Pliocene and Pleistocene basins. The fault strikes E–W; and it is superimposed on Early Alpine shear zones of the same strike. The northern fault block has experienced relative subsidence since the Pliocene time in comparison with the southern fault block. Through detailed field survey along the front of the compound fault scarp, we have identified a highly degraded young fault scarp. Composition and texture of the topsoil have allowed us to find out vague evidence for recent surface faulting. We have performed three 2D resistivity profiles across the suspected fault trace. The first profile crosses the base of the Ahmatovo Fm on the south and younger alluvium on the north. A vertical zone of lower resistivity at the middle indicates a fault displacing the alluvial strata at depth and controlling the spread of the most recent alluvium and colluvium. The second profile runs mainly along the floodplain of the Maritsa River. This profile proves a fault in the Holocene alluvium. The fault reaches up to the surface. The third profile is situated on a scarp in the Lower Pleistocene alluvium of the highest Maritsa terrace. The resistivity imaging shows a wider fault zone in the Lower Pleistocene strata. A single fault could be traced up to the surface. The 2D resistivity survey has proved the Pleistocene and Holocene activity of the studied section of the Maritsa fault zone. In an attempt to calculate the long term slip rate, we have found that it has been minimum 0.04 mm/yr since the Early Pleistocene and about 0.09 mm/yr for the Holocene.

Key words: tectonic geomorphology, active fault, resistivity survey, Maritsa fault zone; Harmanli region.

Резюме. В настоящата статия предлагаме резултатите от проучване върху съвременната разломна активност на участък от Маришката разломна зона при Харманли, Южна България, чрез прилагане на двумерно електросъпротивително профилиране в район с оскъдни следи от разломни движения на повърхността. В първия етап на проучването разломът е трасиран чрез анализ на тектонския релеф в среден мащаб и геометрията на разломно контролирани плиоценовски и плейстоценовски басейни. Разломът е с посока И–З и се налага върху ранноалпийски зони на срязване. Северният разломен блок е подложен на относително потъване в сравнение с южния блок през Плиоцена, Плейстоцена и Холоцена. При детайлното теренно картиране по протежение на основата на съставния разломен откос е установен силно деградирал млад разломен откос. Съставът и структурни характеристики на почвата осигуряват бегли индикации за млади повърхностни разломни движения. Електросъпротивителните измервания са извършени по три профила, разположени напречно на предполагаемата разломна следа. Първият профил пресича основата на Ахматовската свита на юг и по-млад алувий на север. Вертикална зона с по-ниско електрично съпротивление в средната част на разреза указва за наличието на разлом, който размества алувиалните пластове в дълбочина и контролира разпространението на най-младия алувий и колувий. В по-голямата си част вторият профил преминава през заливната тераса на р. Марица. Електросъпротивителният разрез доказва наличието на разлом в холоценовския алувий. Разломът достига до повърхността. Третият профил е заложен на откос в долноплейстоценовски алувий на най-високата тераса на Марица. Електричните съпротивления показват широка разломна зона в долния плейстоцен. Единичен разлом се проследява нагоре до повърхността. Електросъпротивителните проучвания доказват плейстоценовска и холоценовска активност на проучвания участък от Маришката разломна зона. В опит за изчисляване на дългосрочната скорост на движение по разломната повърхнина установихме, че тя е не по-малка от 0,04 mm/г. за периода от ранния плейстоцен до днес и около 0,09 mm/г. за Холоцена.

Ключови думи: тектонска геоморфология, активен разлом, електросъпротивително проучване, Маришка разломна зона, Харманлийски блок.

Въведение

Повечето от активните разломи в Южна България са привързани към млади понижения наложени върху късноалпийската орогенна постройка. В генетично отношение пониженията представляват разломно контролирани басейни. Разломните движения и седиментацията са два основни процеса, които формират геометрията на басейните. Най-общо разломните движения създават пространство, което седиментацията се стреми да запълни. В условията на глациално-интерглациална цикличност на климата през Плейстоценската епоха скоростта на екзогенните процеси превишава скоростта на движение по разломите. Това обстоятелство води до заличаване на следите от разломи на повърхността. Следите от разломните движения в зоните на плейстоценска и холоценска седиментация са трудно разпознаваеми. От една страна, седиментите погребват кумулативния тектонски релеф, и от друга страна, почвообразуването и човешката дейност (главно селскостопанска) заличават следите от последните няколко разломни движения. С методите на тектонската геоморфология могат да се решат много от проблемите на активната тектоника. Изучаването на релефните форми и взаимоотношенията с кватернерните седименти дава представа за младите структури, техни темпорални и пространствени особености. Но в повечето случаи тектонската геоморфология е безсилна да отговори категорично дали една структура е съвременен активен разлом, именно поради относително високите скорости на седиментация и ерозия и изкуствено променен релеф. Тогава на помощ идват геофизичните методи за картиране в двумерно пространство на близкия до повърхността разрез. Те намират успешно приложение в идентифицирането и доказването на активни разломи в терени с оскъдни следи на повърхността (напр. горноплейстоценско-холоценски разломи в Долнорейнския грабен, Vanneste et al., 2008).

В настоящата статия предлагаме резултати от геофизично проучване в терени на плейстоценска и холоценска седиментация с оскъдни разломни следи на повърхността в района на Харманли. Геофизичните изследвания включват измерване на електричното съпротивление в близкия до повърхността слой по три профилни линии, разположени в места на вероятно активно разломно нарушение. Геоелектричните разрези категорично доказват наличието на активен разлом в холоцена.

Тектонска характеристика

Геоложки строеж

Изследваният район включва долината на река Марица при гр. Харманли и прилежащите от двете ѝ страни части от Източните Родопи и

Сакар (фиг. 1). В тектонско отношение се отнася към Харманлийския блок, в зоната на пресичането му от Маришката разломна зона. Донеогенската подложка е представена от гнайси, шисти и амфиболити и внедрени в тях херцински и горноюско-долнокредни гранитоидни интрузии. Основното структурообразуване в Харманлийския блок е ранноалпийско (Боянов и др., 1992). В метаморфитите са формирани южновергентни гънки с изток-западна посока и дължина до 30 km (Кожухарова, Кожухаров, 1973). Алпийската активизация на Маришката разломна зона се проявява под формата на латерални движения с преобладаваща дясна посока (Боянов, Йосифов, 1983). Разломните структури се дефинират като пластични зони на срязване, възникнали в регионален транспресионен режим през ранноалпийския етап (Герджиков, Георгиев, 2006).

Върху алпийския структурен план е наложено понижение, запълнено с континентални отложения. Седиментният разрез започва с преобладаващо глинести утайки, разкрити северозападно и северно от Харманли (фиг. 1), и продължава с бърз литоложки преход в пясъци с гравийни и чакълести прослойки. Седиментите принадлежат на Ахматовската свита (Кююмджиева, Драгоманов, 1979). Долната глинеста част е отнесена към меотския, и частично към понт-дакския макроцикли на свитата, а горната пясъчлива част – към понт-дакския и горноплиоценско-долноплейстоценския макроцикли (Драгоманов и др., 1984).

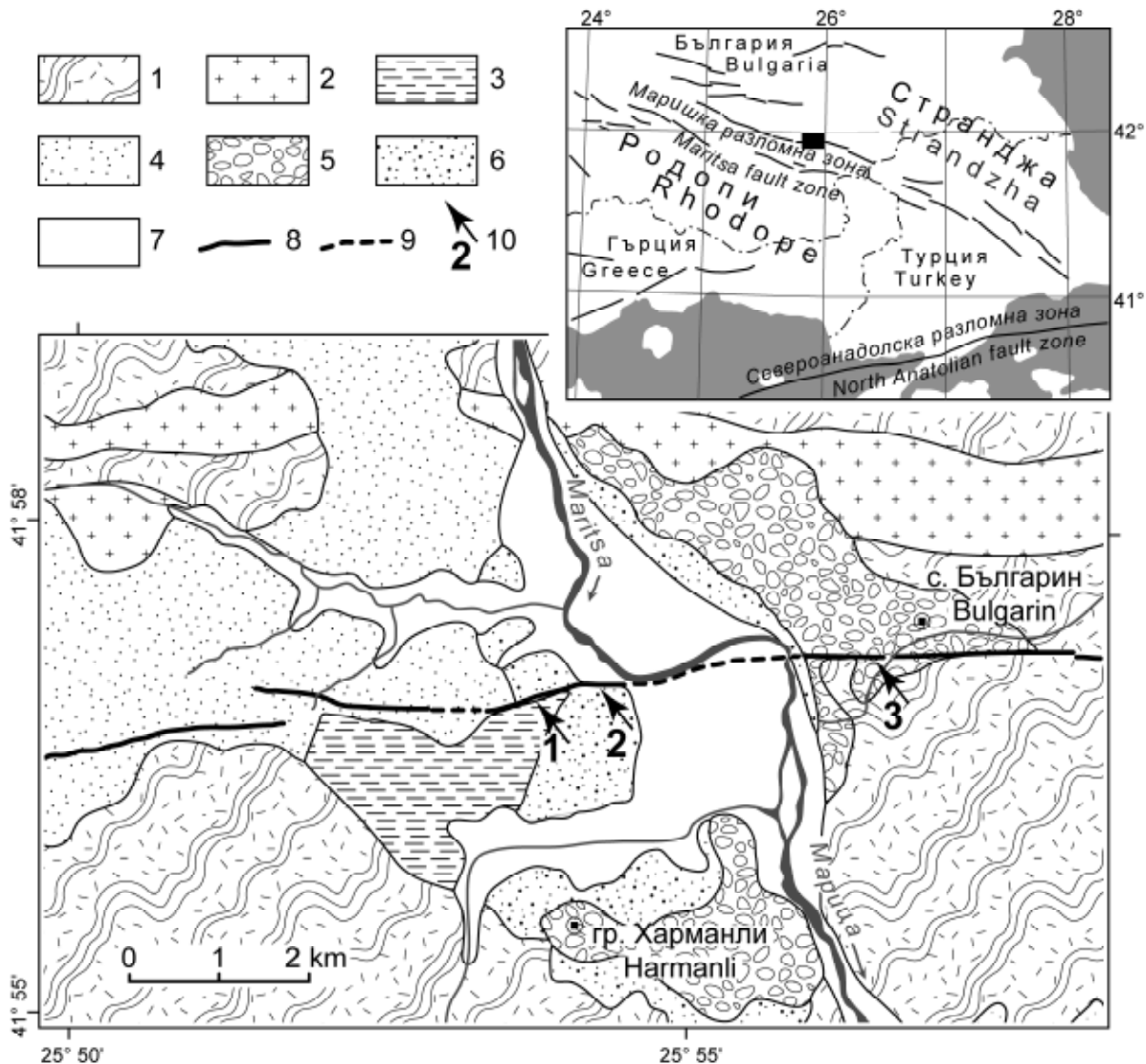
Плейстоценските тераси на Марица са ерозионни и ерозионно-аккумулятивни. Едновъзрастовите отложения по тях са представени в руслов и пролувиален фазиес с преобладаване на чакълите. Терасите са запазени под формата на заравнености с ограничено площно разпространение предимно на левия бряг на Марица и в Харманли (фиг. 1). Терасните седименти с максимални дебелини (до около 10 m) имат най-широко площно разпространение в южните и източните части на Харманли, докато на левия бряг на реката те са представени под формата на изолирани петна с незначителна дебелина.

Тектонски форми на релефа

Съставен разломен откос със субекваториално направление разделя областта на две части с различна морфология (фиг. 2). Южната част е топографски по-висока и в нея преобладава ерозията. Релефът е силно разчленен. Реките, деретата и ровините проявяват тенденция към формиране на праволинейни участъци паралелни на разломния откос. Такива линейни ерозионни форми са характерни за издигнатия блок на активен разлом. Северният блок е топографски понисък. Повечето от реките и деретата са аккумулятивни. Реките Азмака и Юренска със своите притоци оформят типични басейни на висящото крило с къси и стръмни притоци от страна

на разлома и полегати и дълги притоци на срещуположния склон (фиг. 2). Съставният разломен откос е ясно изразен в целия проучван участък. Той е с варираща височина в зависимост от възрастовия обхват на изграждащите го скали. В западната част на района и в източната част при с. Българин гнайси от издигнатия блок контактуват с плиоценски и плейстоценски седименти в понижения блок. Височината на от-

коса достига 90 m. В участъка на разкритост на неогенските базални глинати на Ахматовската свита в издигнатия блок, непосредствено северозападно от Харманли, височината на откоса намалява до 25–30 m. Заливната тераса на Марица също е денивелирана. В северния блок относителната височина на заливната тераса е 1 m, а в южния блок достига 2 m. Разликите във височините на откоса отразяват продължителността

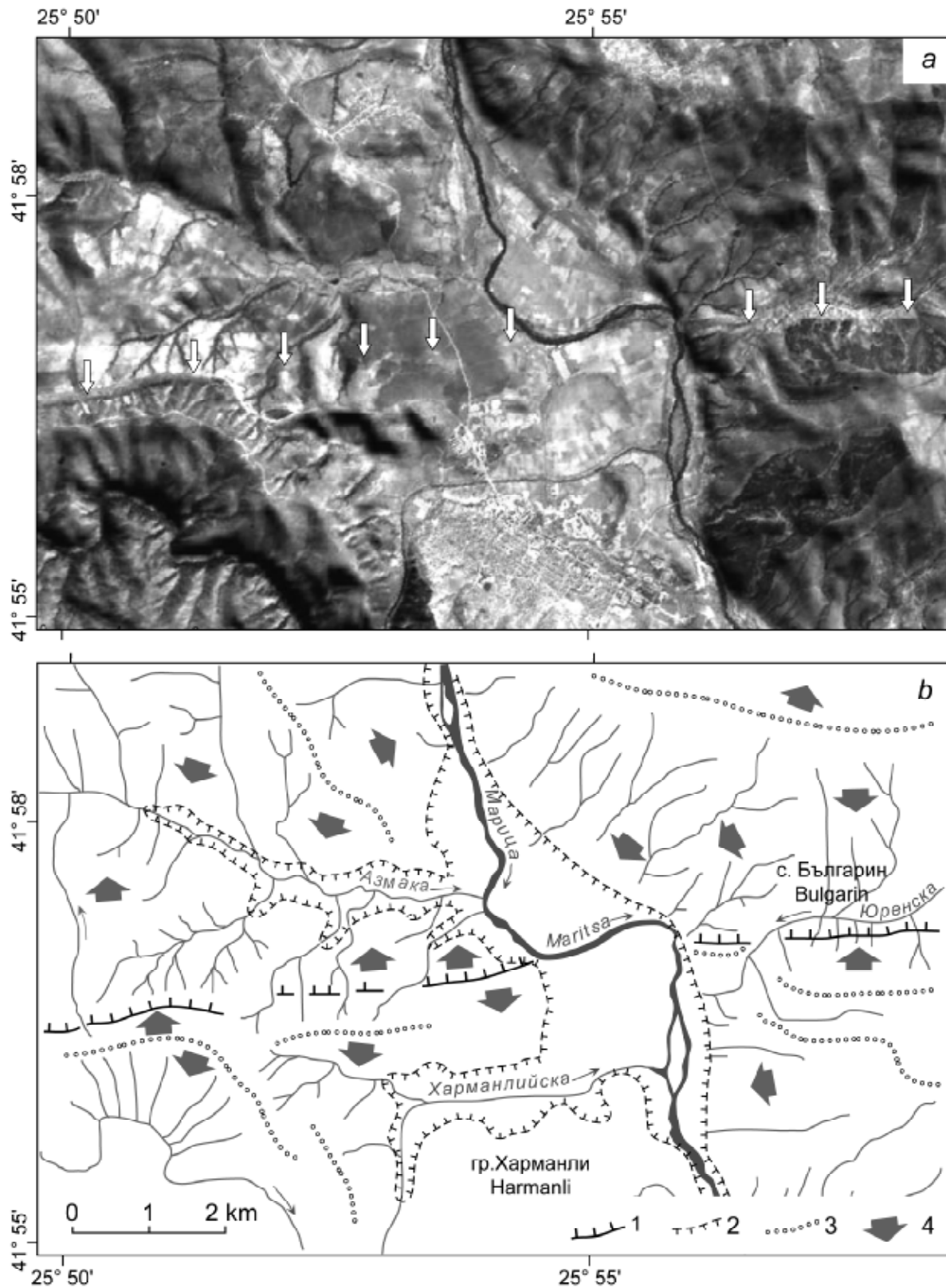


Фиг. 1. Геоложка скица на района около Харманли, по Боянов и др. (1989), с изменения

1 – метаседименти в амфиболитов фацис (доценомански); 2 – херцински и горноюрско-долнокредни гранитоиди; 3 – първи макроцикъл на Ахматовската свита (меот-понт?); 4 – втори и трети макроцикли на Ахматовската свита (Понт–Долен плейстоцен); 5 – алувий върху високите тераси (Долен плейстоцен); 6 – алувий върху ниските тераси (Горен плейстоцен–Холоцен); 7 – алувий върху заливната тераса (Холоцен); 8 – разлом; 9 – предполагаем разлом; 10 – място и номер на геофизичен профил

Fig. 1. Geological sketch of the Harmanli region, modified from Боянов и др. (1989)

1, metasediment in amphibolite-facies (pre-Cenomanian); 2, Hercynian and Upper Jurassic – Lower Cretaceous granitoids; 3, lower part of the Ahmatovo Fm. (Meotian-Pontian?); 4, middle and upper part of the Ahmatovo Fm. (Pontian-Lower Pleistocene); 5, alluvium on the high terraces (Lower Pleistocene); 6, alluvium on the low terraces (Upper Pleistocene); 7, alluvium of the floodplain (Holocene); 8, fault; 9, probable fault; 10, site and number of geophysical profile



Фиг. 2. Разломно контролиран релеф в района на Харманли: а – сателитно изображение ASTER върху цифров модел на терена STRM3.3. Стрелките показват разломния откос; б – скица на тектонските форми на релефа
 1 – разломен откос; 2 – заливна тераса; 3 – било; 4 – топографски наклон

Fig. 2. Fault controlled relief in the Harmanli region: a, ASTER image on SRTM3.3. Arrows show the fault scarp; b, sketch of the tectonic relief
 1, fault scarp; 2, floodplain; 3, ridge; 4, slope

на формирането му. Откосът се подмладява в посока към Марица, съответно височината му намалява.

Съвременен тектонски режим

Районът попада в обширна зона на корова екстензия, която най-вероятно се дължи предимно на следорогенно изостатично разтоварване на удебелена земна кора, известно още като орогенен колапс (Zagorčev, 1992). Според фокалните механизми на земетресения оста на екстензия е ориентирана С–Ю (Van Eck, Stoyanov, 1996) или ССИ–ЮЮЗ (Papazachos, Kiratzi, 1996). Същата посока на екстензия е установена и при обработката на геодезичните измервания на съвременните хоризонтални движения по GPS данни (Kotzev et al., 2006). В условията на най-общо С–Ю екстензия разломите със субекваториална посока, какъвто е случаят с разглеждания участък на Маришката разломна зона, освобождават енергия чрез разседно движение. Районът около Харманли представлява област на сеизмично затихване за периода на инструментална регистрация. Липсата на съвременна фонова сеизмичност предполага, че изследваният разломен участък се намира в асеизмичния период на сеизмичния цикъл.

Методи

Относително по-високата скорост на екзогенните процеси в сравнение с дългосрочната скорост на движение по разлома предопределя значително заличаване на следите от последните няколко повърхностни разломни събития. Трасирането на вероятната разломна следа е възможно само с детайлно теренно картиране в основата на съставния откос. Почти по цялата изследвана дължина се разкриват еднообразни разновъзрастови алувиални отложения, опочвени в различна степен. Разломният откос е в напреднала фаза на зрялост – значително ерозиран. При теренното картиране се използваха вторични признаци за разломна активност: различна степен на зрялост на почвата; разделяне на разновъзрастни алувиални отложения по структурни характеристики; отделянето на колувиални тела с изходен алувиален материал. В целия изследван участък не беше установено нито едно разкритие на разломната повърнина.

С оглед доказването на циклични повърхостни разломявания и точното локализиране на разлома се извършиха геофизични проучвания. Геофизичните методи успешно се прилагат за детайлно картиране на повърхостния геоложки разрез. При настоящите изследвания е използван съвременен подход за геоелектрично проучване, който е насочен към картиране в двумерно пространство (2-D профилиране). Предим-

ството му пред останалите електросъпротивителни методи е в детайлността при измерванията. Първичното поле при съпротивителните методи, в частност 2-D профилиране, се създава от точкови или диполни източници, които се разполагат в профил с еднакво разстояние помежду си върху земната повърхност. Чрез два от електродите от профила в земята се подава постоянен ток (I в mA), а чрез други два електрода се отчита напрежението помежду им (ΔU в mV). С помощта на електродния селектор по зададена предварително схема се групират захранващите и приемните електроди. Автоматично се изчислява съпротивлението (ρ_{np} в $\Omega.m$), като се умножи и по коефициента на схемата (k в m):

$$\rho_{np} = k \frac{\Delta U}{I}, \Omega.m$$

В зависимост от конфигурацията на захранващите и приемните електроди съществуват няколко вида схеми на измерване (dipol-dipol, pole-dipol, pole-pole, Wenner, Schlumberger и др.). При настоящите изследвания е използвана схема Веннер. Измерванията са извършени със стандартен комплект измервателна апаратура АВЕМ. Геофизичната интерпретация е направена с помощта на програмата Res2Dinv, като е използван квази-Нютонов метод за решаване на задачата (Loke, Barker, 1996).

Електропроучването се извърши по три профилни линии перпендикулярни на предполагаемия разлом, очертан при теренното картиране (фиг. 1). Трите профила са заложили в разновъзрастни седименти. Профил 1 пресича плиоценски глини в издигнатия блок и холоценски алувий в понижения блок. Профил 2 е разположен на заливната тераса на Марица. Профил 3 пресича плейстоценски алувий от най-високата надзаливна тераса.

Резултати

Електросъпротивителни разрези

Профил 1 е с дължина 200 m и разстояние между електродите 5 m. Началото на профила (метър 0 на фиг. 3) е в южния, топографски по-висок край. Между началото и метър 60 се откроява относително хомогенен слой с ниско съпротивление (3–10 $\Omega.m$) до дълбочина около 15–20 m (фиг. 3, слой D на фиг. 3b). В участъка от метър 60 до метър 75 се установява горен слой с ниско съпротивление (3–10 $\Omega.m$) с дебелина около 5 m (слой B на фиг. 3b) и долен слой с по-високо електрично съпротивление (12–30 $\Omega.m$) с дебелина около 15 m (слой C на фиг. 3b). Между метър 80 и края на профила се разграничават три отчетливи слоя: горен с относително високи съпротивления (12–30 $\Omega.m$), с дебелина до 5 m (слой A на фиг. 3b); среден слой с ниски съпротивления (3–10 $\Omega.m$), с дебелина до 8 m

(слой В на фиг. 3b); и долен слой с високи съпротивления (50–100 $\Omega.m$), установен до дълбочина 30 m (слой С на фиг. 3b). В участъка между метър 75 и метър 85 се откроява вертикална зона с понижени съпротивления, която прекъсва хоризонталните слоеве.

Профил 2 пресича заливната тераса и най-ниската надзаливна тераса на р. Марица. Профилът е с дължина 200 m и разстояние между електродите 5 m. Началото на профила (метър 0 на фиг. 4) е в южния, топографски по-висок край. Профилът е заложен в заливната тераса с оглед доказване на косеизмични деформации в най-младите седименти. От началото на профила до около метър 30 се регистрира слой с много високи специфични електрични съпротивления (>250 $\Omega.m$). В основата на разреза се откроява издържан слой с много ниски съпротивления (3–12 $\Omega.m$), който между метър 92 и метър 105 се понижава в северната част с около 7–8 m (слой С на фиг. 4b). Върху него се разполага слой с високи съпротивления (90–200 $\Omega.m$, слой В на фиг. 4b). Този междинен слой рязко се понижава на метър 97. Южно от метър 97, в издигнатата част, специфичните съпротивления на слой В са по-ниски. Между метър 40 и метър 97 най-горният слой е с относително по-ниски съпротивления. Той е с варираща дебелина, по-малка между метър 70 и метър 95 (слой А на фиг. 4b). В участъка от метър 103 до метър 154 междинният слой В с много високи съпротивления (>250 $\Omega.m$) е вдлъбнат и върху него конформно се разполагат два допълнителни слоя, отнесени към слой А на фиг. 4b.

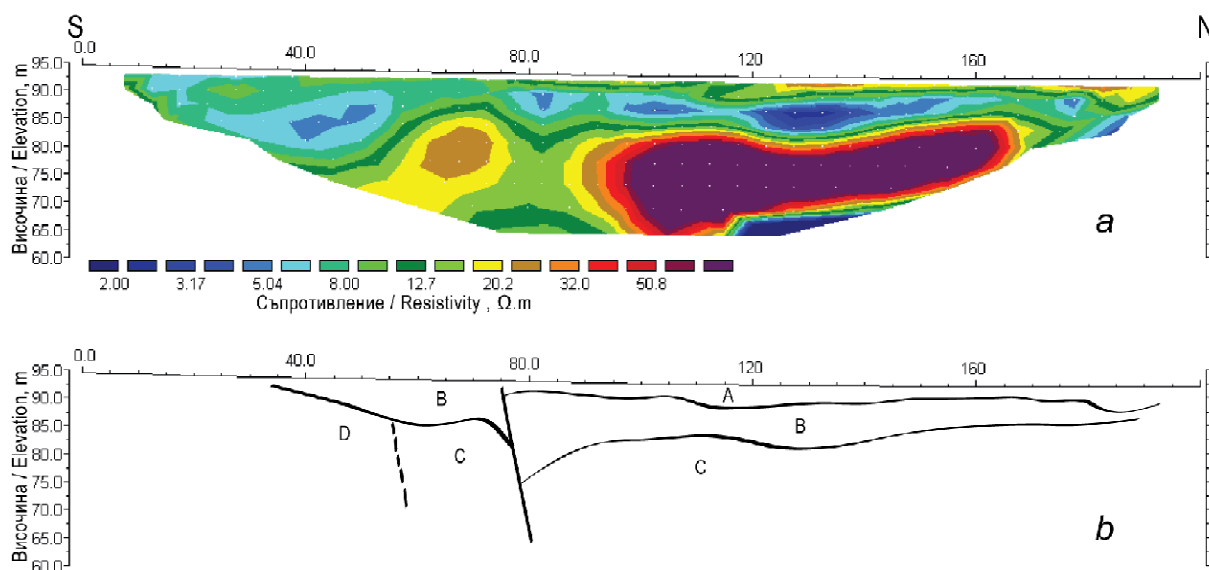
Профил 3 е се намира в западния край на с. Българин. Профилът е с дължина 120 m и разстояние между електродите 3 m. Началото на профила (метър 0 на фиг. 5) се намира в южния, топографски по-висок край. Профил 3 е заложен напречно на откос в най-високо разположените в района плейстоценски алувиални седименти с оглед доказване или опровергаване на разломното продължение източно от Марица. В ниската половина на разреза се разполага слой с високо съпротивление (50–70 $\Omega.m$), който южно от метър 27 се замества латерално от слой с по-ниско съпротивление (20–30 $\Omega.m$, слой С на фиг. 5b). В участъка между метър 48 и метър 69 слой е относително понижен, а южно от метър 48 е издигнат спрямо останалата част с не по-малко от 10 m. От метър 37 до края на профила в северна посока се установява междинен слой с ниско съпротивление (6–12 $\Omega.m$), който достига до повърхността между метър 72 и метър 86 (слой В на фиг. 5b), а в останалата част се покрива от два слоя с относително по-високо съпротивление (20–30 $\Omega.m$) – един слой северно от метър 86 и един слой южно от метър 72 (слой А на фиг. 5b). В участъка от метър 52 до метър 62 от повърхността до дълбочина около 5 m се откроява самостоятелно тяло с високо съпротивление (>60 $\Omega.m$).

Геоложка интерпретация

Вертикалната зона с по-ниски съпротивления между метър 75 и метър 85 в разреза по профил 1 (фиг. 3) представлява разломно нарушение, стръмно наклонено на север. Строежът на двете разломни крила се различава. Относително хомогенният слой с ниски съпротивления в южната част на разреза (слой D на фиг. 3b) може да се идентифицира с глинестата основа на Ахматовската свита. В северна посока слой латерално преходява в слой с високи съпротивления (слой С на фиг. 3b), кореспондиращ с предимно песъчливи алувиални отложения. Песъчливите седименти могат да принадлежат на средната и горната част на Ахматовската свита или представляват по-млади пясъци, отложени от Марица. Не е изключен и разломен характер на границата между слоеве D и C. Пясъците на слой С се покриват от по-фини седименти, вероятно в заливен фациес (слой В на фиг. 3b). В разломната зона и непосредствено южно от нея електричните съпротивления на слой В са повишени, което се обяснява с присъствието на отложения с колувиялен произход. Най-горният слой с относително високи съпротивления (слой А на фиг. 3b) представлява алувий на близкия поток, ориентиран субпаралелно на разломния откос. Разломът отчетливо размества както песъчливите седименти в дълбочина, така и покриващите го седименти в преобладаващо заливен фациес (слоеве С и В на фиг. 3b). Северният блок е понижен с 5–7 m. Установеното вертикално разместване отразява кумулативния резултат от няколко повърхностни разломни събития. Разломът също така контролира и разпространението на най-младите алувиални и колувиялни седименти от горните 10–15 m на разреза (слоеве А и В на фиг. 3b).

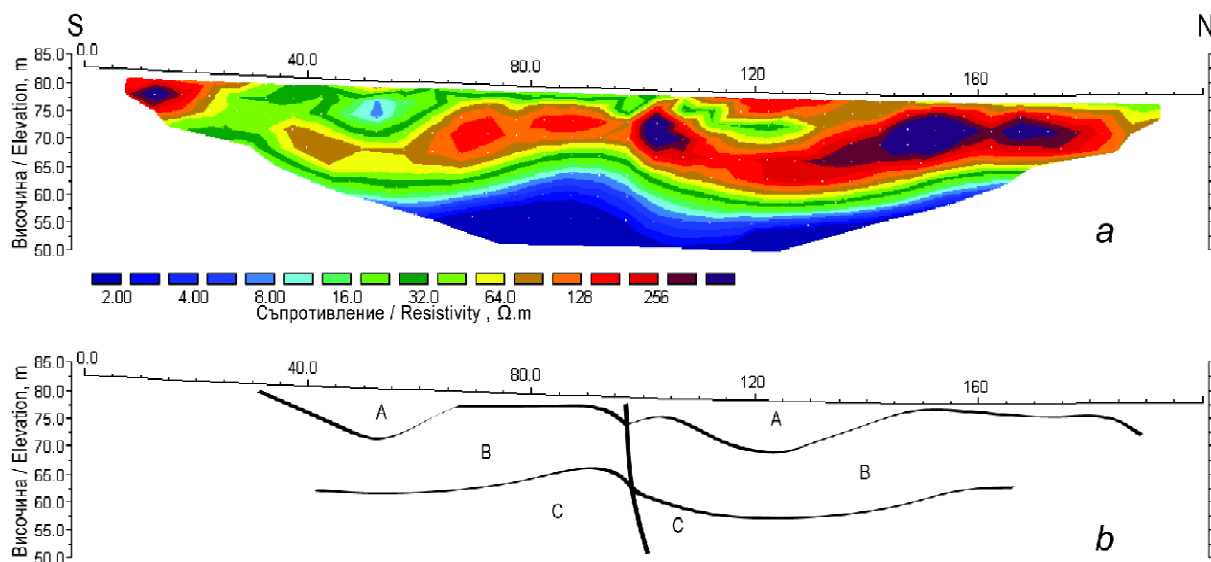
Слой с много високи съпротивления от началото на профил 2 до метър 30 (фиг. 4) се идентифицира с руслови седименти на надзаливна тераса. Междинният слой с високо съпротивление (слой В на фиг. 4b) представлява по-млада тераса на реката, отново с доминираща руслова седиментация. Субвертикалната линейност на метър 97, по която са разместени всички слоеве в дълбочина, представлява разлом. Понижен е северният блок и в него се осъществява по-груба седиментация близо до повърхността, за разлика от издигнатия южен блок, където между метър 40 и метър 97 най-горният слой с относително по-ниски съпротивления (слой А на фиг. 4b) предполага по-фина седиментация, вероятно в заливен фациес.

Разрезът по профил 3 пресича кластични седименти с вариращ зърнометричен състав. Понижената част на най-долния слой с високи съпротивления (слой С на фиг. 5b) между метър 45 и метър 69 се интерпретира като грабен между главен разлом около метър 45 и второстепенни антигетични нарушения северно от него. В междинния слой С с ниски съпротивления



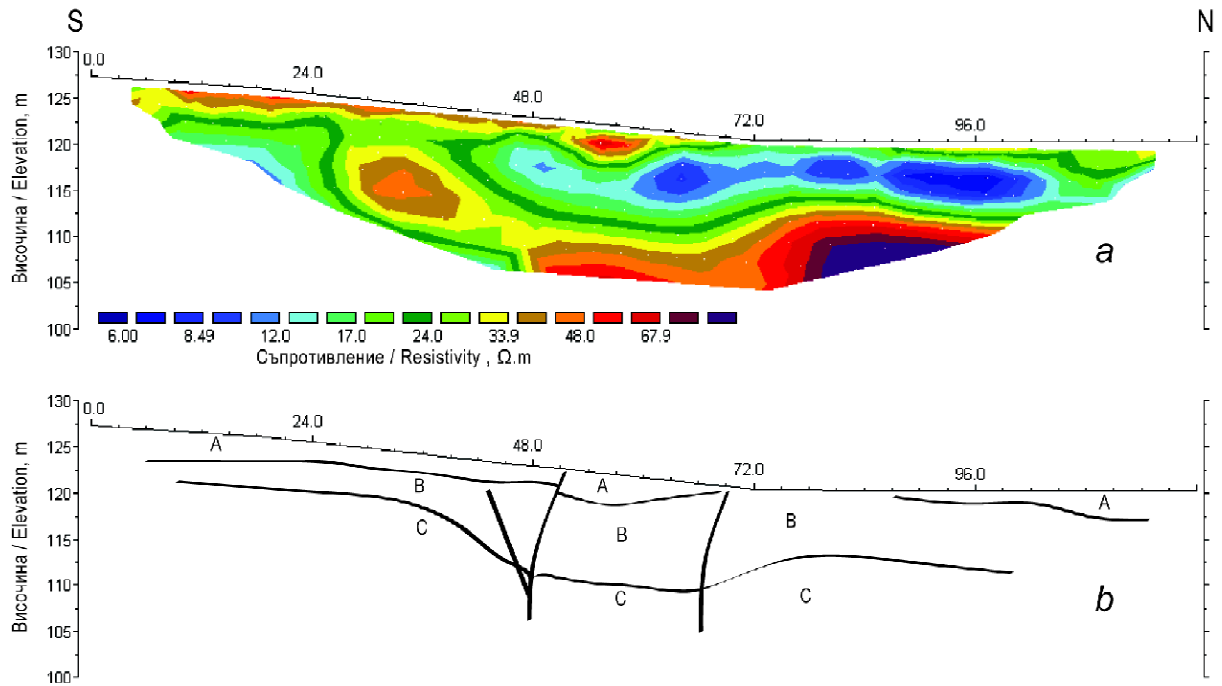
Фиг. 3. Електросъпротивителен разрез (a) и геоложка интерпретация (b) по профил 1. Съпротивителен модел с топография. Разстояние между електродите – 5 m. Горизонталният и вертикалният мащаби са еднакви. С букви са означени слоевете, обяснени в текста. Мястото на профила е показано на фиг. 1.

Fig. 3. Resistivity profile 1 (a) and geological interpretation (b). Model resistivity with topography. Electrode spacing: 5 m. No vertical exaggeration. Letters indicate layers explained in the text. Location on Fig. 1.



Фиг. 4. Електросъпротивителен разрез (a) и геоложка интерпретация (b) по профил 2. Съпротивителен модел с топография. Разстояние между електродите – 5 m. Горизонталният и вертикалният мащаби са еднакви. С букви са означени слоевете, обяснени в текста. Мястото на профила е показано на фиг. 1.

Fig. 4. Resistivity profile 2 (a) and geological interpretation (b). Model resistivity with topography. Electrode spacing: 5 m. No vertical exaggeration. Letters indicate layers explained in the text. Location on Fig. 1.



Фиг. 5. Електросъпротивителен разрез (*a*) и геоложка интерпретация (*b*) по профил 3. Съпротивителен модел с топография. Разстояние между електродите – 3 m. Горизонталният и вертикалният мащаби са еднакви. С букви са означени слоевете, обяснени в текста. Мястото на профила е показано на фиг. 1.

Fig. 5. Resistivity profile 3 (*a*) and geological interpretation (*b*). Model resistivity with topography. Electrode spacing: 3 m. No vertical exaggeration. Letters indicate layers explained in the text. Location on Fig. 1.

(фиг. 5b) на метър 53 се откроява вертикална граница, която може да се приеме за разломно нарушение. На същото място долнището на най-горния слой с високо съпротивление (слой А на фиг. 5b) е разместено с около 4 m. Тялото с високо съпротивление, ограничено от юг от същата вертикална линейност, вероятно е с приразломнен колувиален произход. Прогресивното нарастване на установените размествания в дълбочина свидетелства за синседиментен тектонски контрол. Най-младият разлом достига до повърхността на метър 53.

Дискусия

Резултатите от геоелектричните разрези дават основания проучваният разлом да се счита за съвременен активен. Посоката на разлома съвпада с посоката на ранноалпийските зони на срязване и с посоките на гънковите оси. Съвпадението на посоките предполага, че ранноалпийските зони на срязване, възникнали в транспресионен режим, се унаследяват от разломите, активни в неотектонския и съвременен режим на екстензия. Предвид пространствената привързаност на депоцентъра на неогенския басейн към разломната структура и темпоралната миграция на новообразуващите се разломни нарушения при отделните земетръсни събития в посока към висящото крило, Харманлийският сегмент в съвременния си вид следва да е зароден по време на седиментацията на базалната глинеста част на Ахматовската свита през меотския век или непосредствено след това. Разпространението на средния и горния макроцикли на Ахматовската свита се контролира от разлома (фиг. 1). Разломната активност оставя следа и в долноплейстоценските (известни още като еоплейстоценски или вилафранкски) седименти на Марица. В областта на разкритие на левия бряг на реката (фиг. 1), северно от разлома, те са представени под формата на малки изолирани петна с дебелина, рядко достигаща 3–4 m, докато южно от разлома на склона са запазени само ерозионни тераси. Диференцираната привързаност на акумулативните и ерозионните стари тераси на Марица към двата разломни блока се обяснява с различна скорост на вертикалните движения. Относително по-бавните скорости на издигане са характерни за северния блок, а по-бързите скорости на издигане – за южния блок. Фактът, че най-млади долноплейстоценски отложения са разкрити само южно от разлома (в и около Харманли) и отсъстват на повърхността северно от него (фиг. 1), свидетелства за запазване на тенденцията на диференцирани вертикални движения и на по-късен етап през плейстоцена.

Скоростта на движение по разломната повърхнина представява количествена оценка на неговата активност и намира приложение както в геодинамични реконструкции, така и при

оценка на сеизмичната опасност. Скоростта на вертикалната компонента на преместване за Харманлийския сегмент подлежи на оценка чрез сравняване на височината на едновъзрастни хоризонти в двете разломни крила. Въпреки че липсата на фаунистични, флористични и абсолютни датирания на плиоценските, плейстоценските и холоценските седименти в района значително затруднява точното определяне на скоростта на движение, може да се направи опит за изчисление на нейните ориентировъчни стойности по наличните данни. Откосът в най-стария алувий на Марица при с. Българин е с височина 29 m. Ако приемем по аналогия с добре изучения в стратиграфско отношение долноплейстоценски етаж в северна България (Евлогиев, 2000), че фациалните различия между най-горната долноплейстоценска част на Ахматовската свита и покриващите я груботеригенни материали, също считани за долноплейстоценски, се дължат на генералната климатична промяна след морски изотопен етаж 21, то най-старият алувий на Марица би трябвало да е по-млад от 820 хил. г. При това предположение скоростта на движение по разлома за последните 820 хил. г. е не по-малка от 0,04 mm/г. Скоростта на движение за холоценския период (11 500 г.), изчислена по данни за денivelацията на заливната тераса на Марица (не по-малко от 1 m), е 0,09 mm/г. Тази скорост също трябва да се възприема като ориентировъчна, защото горнището на холоценския алувий в заливната тераса е по-младо от основата на холоцена. Дългосрочната скорост на вертикално движение на Харманлийския сегмент е съизмерима със скоростите, установени за активните разломи от западната и централната част на Горнотракийската депресия, където варират от 0,02 mm/г. до 0,15 mm/г. за същия времеви интервал (Radulov, 2007). Продължителността на сеизмичните цикли за конкретния разломнен сегмент при скорости от порядъка на 10^{-2} mm/г. следва да са от порядъка на 10^3 години.

Заклучение

Харманлийският сегмент на Маришката разломна зона е активен разлом, възникнал в условия на доминираща екстензия през неотектонския етап. Разломът с посока И–З при съвременната С–Ю екстензия периодично освобождава енергия чрез разседно преместване. За него са характерни ниски дългосрочни скорости на движение и дълги периоди на повтаряемост на земетресенията. Към днешна дата разломът се намира в асейсмичния период на сеизмичния цикъл, за който е характерно натрупване на напрежения.

Благодарности. Изказваме дълбока признателност на ст.н.с. I ст. д-р Д. Евстатиев, благодарение на който настоящето изследване стана факт.

Литература

- Боянов, И., Д. Кожухаров, А. Горанов, М. Русева, Ж. Шилияфова, Й. Янев. 1989. *Геоложка карта на България М 1:100 000. Картен лист Хасково*. С., Ком. по геол., Предпр. за геофиз. проуч. и геол. картиране.
- Боянов, И., Д. Кожухаров, А. Горанов, Е. Кожухарова, М. Русева, Ж. Шилияфова. 1992. *Обяснителна записка към геоложка карта на България М 1:100 000. Картен лист Хасково*. С., Ком. по геол., Предпр. за геофиз. проуч. и геол. картиране, 70.
- Герджиков, Я., Н. Георгиев. 2006. Маришката разломна система – отседна зона по северния ръб на Родопите. – *Год. МГУ*, 49, 1, 33–39.
- Драгоманов, Л., Г. Ангелов, Е. Коюмджиева, И. Николов, И. Комогорова. 1984. Неогенът в Хасковско. – *Палеонт., стратигр. и литол.*, 20, 71–75.
- Евлогиев, Й. 2000. Кватернерът в Североизточна България. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 61, 1–3, 3–25.
- Кожухарова, Е., Д. Кожухаров. 1973. Стратиграфия и петрология на докамбийските метаморфни скали от Сакар планина. – *Изв. ГИ на БАН, сер. геохим., минер. и петрогр.*, 22, 193–213.
- Коюмджиева, Е., Л. Драгоманов. 1979. Литостратиграфия на олигоценските и неогенските седименти от Пловдивско и Пазарджишко. – *Палеонт., стратигр. и литол.*, 11, 49–61.
- Kotzev, V., R. Nakov, Tz. Georgiev, B. C. Burchfiel, R. W. King. 2006. Crustal motion and strain accumulation in western Bulgaria. – *Tectonophysics*, 413, 3–4, 127–145.
- Loke, M., R. Barker. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosection by a quasi-Newton method. – *Geophys. Prospect.*, 44, 1, 131–152.
- Papazachos, C., A. Kiratzi. 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. – *Tectonophysics*, 253, 1–2, 129–153.
- Radulov, A. 2007. Active faults in the Plovdiv Depression and their long-term slip rate. – *Geologica Balc.*, 36, 3–4, 51–56.
- Van Eck, T., T. Stoyanov. 1996. Seismotectonics and seismic hazard modelling for southern Bulgaria. – *Tectonophysics*, 262, 1–4, 77–100.
- Vanneste, K., K. Verbeeck, T. Petermans. 2008. Pseudo-3D imaging of a low-slip-rate, active normal fault using shallow geophysical methods: The Geleen fault in the Belgian Maas River valley. – *Geophysics*, 73, B1–B9.
- Zagorčev, I. 1992. Neotectonics of the central parts of the Balkan Peninsula: Basic features and concepts. – *Int. J. Earth Sci.*, 81, 3 (1), 635–654.

(Постъпила на 06.02.2009 г., приета за печат на 24.02.2009 г.)
Отговорен редактор Радослав Наков