

JOSEF ŠTEMBERK - VÍT VILÍMEK

## MORFOTEKTONICKÉ RYSY EPICENTRÁLNÍ OBLASTI ZEMĚTŘESENÍ MEZI ROERMONDEM A HEINSBERGEM

J. Šte mberk, V. Vil ímek: *Morphotectonic Features of 1992 Earthquake Epicentral Area Near Roermond and Heinsberg*. - Sborník ČGS, 98, 4, pp. 229 - 235 (1993). - The examined earthquake occurred on April 13th, 1992, with recorded intensity  $I_0 = 7^{\circ}$  MSK - 64. Some morphotectonic features of the epicentral area are described in the paper. Field work results fit well with the seismotectonical analysis of neighbouring seismic stations.

KEY WORDS: earthquake - morphotectonic features - recent tectonic activity.

### 1. Úvod

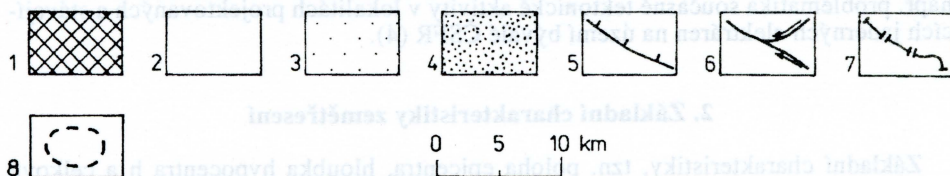
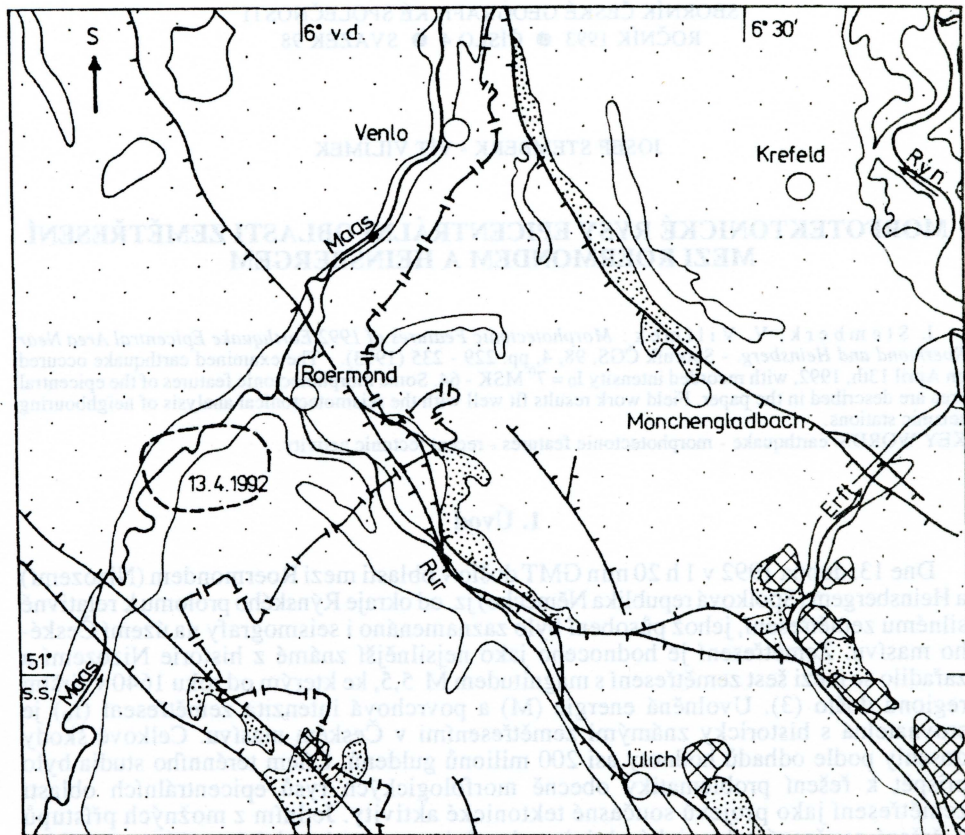
Dne 13. dubna 1992 v 1 h 20 min GMT došlo v oblasti mezi Roermondem (Nizozemí) a Heinsbergem (Spolková republika Německo) jz. od okraje Rýnského prolomu k relativně silnému zemětřesení, jehož působení bylo zaznamenáno i seismografy na území Českého masívu. Zemětřesení je hodnoceno jako nejsilnější známé z historie Nizozemí a zařadilo se mezi šest zemětřesení s magnitudem  $M$  5,5, ke kterým od roku 1640 v širším regionu došlo (3). Uvolněná energie ( $M$ ) a povrchová intenzita zemětřesení ( $I_0$ ) je srovnatelná s historicky známými zemětřeseními v Českém masívu. Celkové škody dosáhly podle odhadů hodnoty asi 200 milionů guldenů. Cílem terénního studia bylo přispět k řešení problematiky obecně morfologických rysů epicentrálních oblastí zemětřesení jako projevu současné tektonické aktivity. Jedním z možných přístupů k řešení současné tektonické aktivity zlomů je morfotektonická analýza a analýza vývoje reliéfu v časovém intervalu desítky až tisíce let (9). Podobným způsobem se řeší např. problematika současné tektonické aktivity v lokalitách projektovaných a stávajících jaderných elektráren na území bývalé ČSFR (4).

### 2. Základní charakteristiky zemětřesení

Základní charakteristiky, tzn. poloha epicentra, hloubka hypocentra  $h$  a celková uvolněná energie  $M$ , byly určeny následovně (ústní sdělení dr. Žedníka, GFÚ AVČR Praha):

- a/ podle německých měření:  $51,11^{\circ}$  N;  $05,905^{\circ}$  E;  $h = 27$  km;  $M = 5,0 - 5,3$ ;
- b/ podle francouzských měření:  $51,17^{\circ}$  N;  $05,82^{\circ}$  E;  $h = 22$  km;  $M = 5,5 - 5,8$ ;
- c/ podle nizozemských měření:  $51,15^{\circ}$  N;  $05,95^{\circ}$  E;  $h = 18$  km.

Z údajů publikovaných do této doby uvádí Braunmiller, Dahm (1) polohu epicentra  $51,16^{\circ}$  N a  $5,90^{\circ}$  E. Podle makroskopických účinků na stavby byla povrchová intenzita zemětřesení  $I_0$  v epicentrální oblasti stanovena na  $7^{\circ}$  MSK-64. Nejvíce byly postiženy obce v okolí měst Roermond (Nizozemí) a Heinsberg (Spolková republika Německo). Podle našich zjištění byly poškozeny především starší domy. Výše uvedené údaje ukazují, že epicentrum zemětřesení bylo měřeními různých seismických stanic určeno nezávisle na sobě do obdélníku o stranách 9,5 km a 5,5 km (viz obr. 1).



Obr. 1 - Geologická mapa širšího okolí epicentrální oblasti zemětřesení ze dne 13. dubna 1992. 1 - antropogenní změny reliéfu, 2 - holocenní sedimenty, 3 - pleistocenní sedimenty, 4 - terciérní sedimenty, 5 - významná zlomová porušení, 6 - řeky, 7 - státní hranice, 8 - epicentrální oblast zemětřesení v r. 1992.

### 3. Geologická stavba a neotektonický vývoj

Širší okolí studované epicentrální oblasti zemětřesení (viz obr. 1) je součástí ardensko-rýnského rhenohercynika, a to depresní oblasti se spodním karbonem a devonem v podloží, která se rozkládá mezi brabantským masívem a Rýnem (7).

Regionální směr osy synklinál a antiklinál v širším okolí studovaného území má směr JZ-SV. Shodný směr mají i hlavní vodní toky oblasti - Maasa a Mosela. Výjimku tvoří Rýn, jehož vznik a vývoj je spojen s Rhônsko-rýnským riftovým systémem o délce asi 2 000 km. Rýnský prolom má v popisované oblasti směr SZ-JV. Paralelně s tímto

směrem protéká řeka Rur ústící v Roermondu do Maasy. Ve směru SZ-JV též probíhají ve studovaném území i hlavní zlomové poruchy (viz obr. 2).

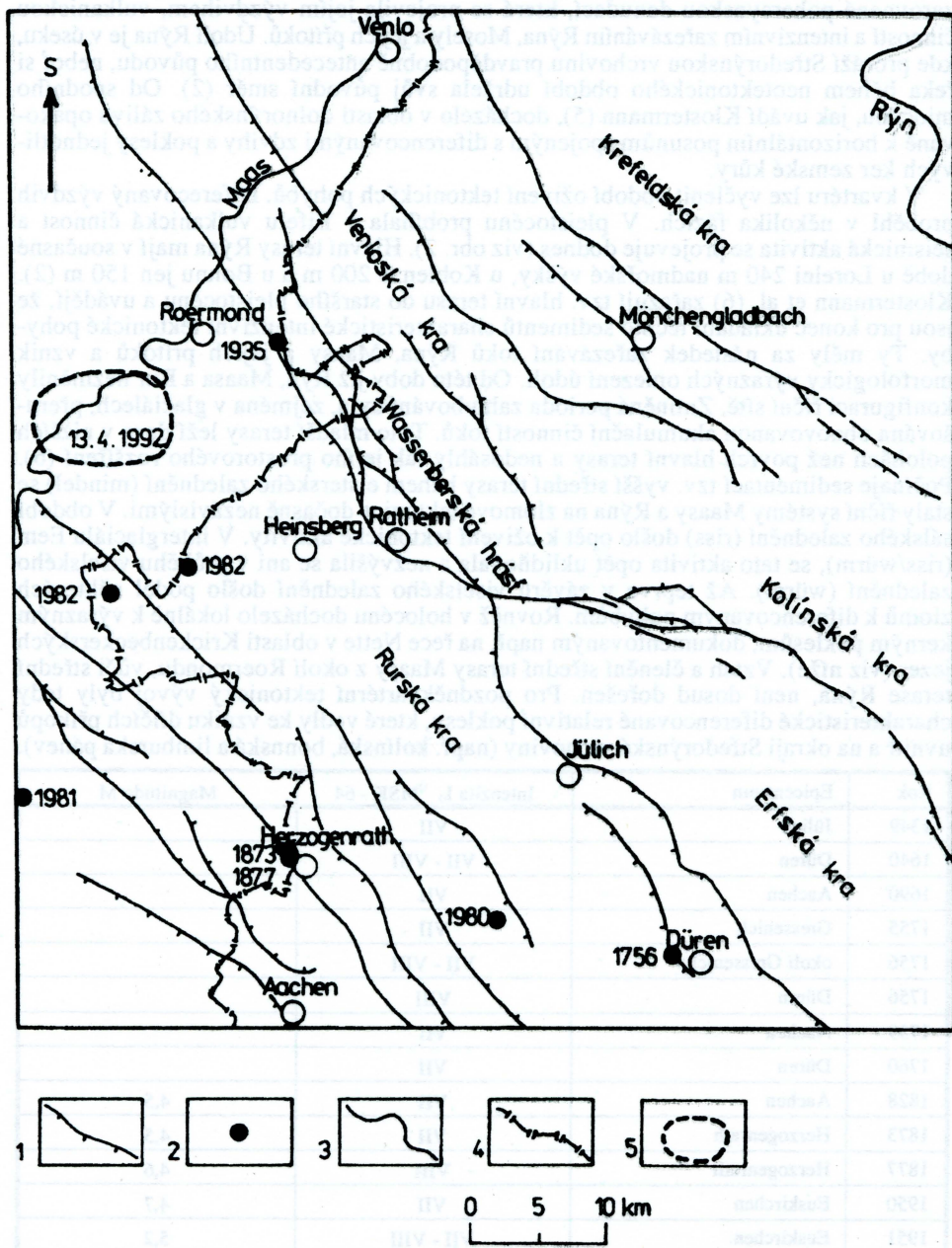
Neotektonický vývoj se od terciéru vyznačuje etapovitými, diferencovanými tektonickými pohyby v zájmovém území. Ve středním terciéru došlo k tektonické reaktivaci Středorýnské vrchoviny zahrnující oblasti Westerwaldu, Eifelu, Hunsrücku a Taunusu zarovnané pohorcynskou denudací, která se projevila jejím výzdvihem, vulkanickou činností a intenzivním zařezáváním Rýna, Mosely a jejich přítoků. Údolí Rýna je v úseku, kde proráží Středorýnskou vrchovinu pravděpodobně antecedentního původu, neboť si řeka během neotektonického období udržela svůj původní směr (2). Od spodního miocénu, jak uvádí Klostermann (5), docházelo v oblasti dolnorýnského zálivu opakovaně k horizontálním posunům spojeným s diferencovanými zdvihy a poklesy jednotlivých ker zemské kůry.

V kvartéru lze vyčlenit období oživení tektonických pohybů. Diferencovaný výzdvih proběhl v několika fázích. V pleistocénu probíhala v Eifelu vulkanická činnost a seismická aktivita se projevuje dodnes (viz obr. 2). Hlavní terasy Rýna mají v současné době u Lorelei 240 m nadmořské výšky, u Koblenze 200 m a u Bonnu jen 150 m (2). Klostermann et al. (6) zařazují tzv. hlavní terasu do staršího pleistocénu a uvádějí, že jsou pro konec ukládání těchto sedimentů charakteristické intenzivní tektonické pohyby. Ty měly za následek zařezávání toků Rýna, Maasy a jejich přítoků a vznik morfologicky výrazných omezení údolí. Od této doby již Rýn, Maasa a Rur nezměnily konfiguraci říční sítě. Zmíněná perioda zahlubování byla, zejména v glaciálech, přerušována obnovovanou akumulací činností toků. Tyto mladší terasy leží dnes v nižších polohách než povrch hlavní terasy a nedosáhly tak jejího prostorového rozšíření (6). Počínaje sedimentací tzv. vyšší střední terasy během elsterského zalednění (mindel) se staly říční systémy Maasy a Rýna na zlomové tektonice dočasně nezávislými. V období sálského zalednění (riss) došlo opět k oživení tektonické aktivity. V interglaciálu Eem (riss/würm), se tato aktivita opět uklidňovala a nezvýšila se ani v průběhu viselského zalednění (würm). Až teprve v závěru viselského zalednění došlo podél některých zlomů k diferencovaným pohybům. Rovněž v holocénu docházelo lokálně k výrazným kerným poklesům, dokumentovaným např. na řece Nette v oblasti Krickenbeckerských jezer (viz níže). Vztah a členění střední terasy Maasy z okolí Roermondu, vůči střední terase Rýna, není dosud dořešen. Pro pozdněkvartérní tektonický vývoj byly tedy charakteristické diferencované relativní poklesy, které vedly ke vzniku dílčích příkopů uvnitř a na okraji Středorýnské vrchoviny (např. kolínská, bonnská a limburská pánev).

Rok	Epicentrum	Intenzita $I_0$ °MSK - 64	Magnitudo M
1349	Jülich	VII	
1640	Düren	VII - VIII	
1690	Aachen	VII	
1755	Gressenich	VII	
1756	okolí Gressenichu	VII - VIII	
1756	Düren	VIII	
1759	Aachen	VII	
1760	Düren	VII	
1828	Aachen	VII	4,5
1873	Herzogenrath	VII	4,5
1877	Herzogenrath	VIII	4,6
1950	Euskirchen	VII	4,7
1951	Euskirchen	VII - VIII	5,2

Tab. 1 - Historická zeměřesení s intenzitou  $I_0 \geq VII^0$  MSK-64 v širším okolí zájmového území (upraveno podle Pelziga, Querfurtha 1987)

Historická zemětřesení jsou rozložena v pásu protaženém ve směru SZ-JV, a to paralelně se zlomovými poruchami (viz obr. 2). Za globální příčiny vzniku zemětřesení v širším okolí studovaného území jsou Klostermannem et al. (6) považovány rozšiřování středoatlantského hřbetu a kolize africké a evropské desky. Epicentra zemětřesení jsou vázána na bloky, a jejich okraje, u kterých byly zjištěny neotektonické pohyby.



Obr. 2 - Významné zlomy a epicentra historických zemětřesení. 1 - významné zlomy, 2 - epicentrum historických zemětřesení, 3 - řeky, 4 - státní hranice, 5 - epicentrální oblast zemětřesení v r. 1992.

Např. pro epicentrální oblast zemětřesení u Jülichu a Dürenu (viz tab. 1) je charakteristické, že zde došlo k celkovým relativním poklesům až 400 m v souvislosti s relativním výzdvihem a nakloněním sousední kry k SV. Klostermann et al. (6) předpokládají, že k této výškové diferenciaci došlo víceméně kontinuálním pohybem v průběhu celého mladšího terciéru a kvartéru, který byl přerušován kratšími a intenzivnějšími fázemi pohybu. V průběhu ukládání hlavní terasy dosáhla velikost vertikální složky pohybů v důsledku naklánění bloku zemské kůry mezi Jülichem a Bedburgem hodnoty asi 80 m. Intenzivní relativní poklesy se projevily s větší či menší intenzitou v celé délce rurského zlomu. V důsledku nich došlo k výškové diferenciaci uloženin tzv. starší hlavní terasy z nejstaršího pleistocénu sz. od Jülichu o 50-70 m (6). U Ratheimu činí tato hodnota až 140 m. Tektonické poklesy pokračují až do současnosti. Jejich projevy v reliéfu jsou pozorovatelné např. v okolí Stetternichu, Birgelenu a jinde (6).

V oblasti na SV od řeky Rur jsou popisovány též morfologické projevy horizontálních kerných posunů. Jedná se např. o úsek údolí toku Schwalm, který využívá oslabené zóny, která vznikla při okraji kerného posunu. Dalším příkladem je existence průlomového údolí řeky Nette ve hřbetu Viersener Höhen o relativní výšce asi 30 m. Důvodem pro stočení toku řeky do kolmého směru k SV a opuštění poruchového pásma, je podle Klostermanna (5) zvlnění podložních hornin, k němuž došlo v důsledku horizontálního posunu kry k J. Stáří průlomového údolí se podle uloženin odhaduje na 700 000 let. Tentýž autor dále uvádí, že tektonické pohyby pokračovaly i během posledních 10 000 let. Velikost poklesů západně ležící kry určuje na základě mocnosti rašelin na 3 m. Následkem tohoto poklesu řeka Nette, která tudy protéká před vstupem do průlomového údolí, oblast zatopila, čímž byla ukončena tvorba rašelin v přízlových depresích.

#### 4. Morfotektonické rysy epicentrální oblasti zemětřesení

Přístrojově určená epicentrální oblast studovaného zemětřesení se nachází j. od soutoku řek Rur a Maasy (viz obr. 1). Rur v těchto místech sleduje průběh jz. zlomového omezení Wassenberské hrástě o směru SZ - JV. Maasa protéká ve směru přibližně JZ - SV, tedy rovnoběžně s regionálním směrem os synklinálních a antiklinálních ohybů. Nadmořská výška širšího okolí se pohybuje v rozmezí 30 - 90 m. K nejvýraznějším morfostrukturním tvarům oblasti patří Wassenberská hrást a sníženina Centrálního příkopu oddělené od sebe právě zlomem probíhajícím podél řeky Rur (v Nizozemí označovaný jako zlom Peelrand).

#### Wassenberská hrást

Wassenberská hrást, tvořící jz. okraj Venloské kry (srv. obr. 2) je omezena zlomy o směru SZ - JV, má přímý průběh a ploché temeno. Je tvořena jedním až dvěma stupni s maximální relativní výškou 50 - 60 m proti dnu sousedního Centrálního příkopu. Naše pozornost se soustředila zejména na jz. omezení hrástě. Je tvořeno morfologicky výrazným svahem jehož výška se plynule snižuje směrem k SZ. Morfologicky je svah nejvýraznější u obce Heinsberg, tedy v místech, kde jsme zjistili i největší škody na budovách. Je zajímavé, že toto území leží mimo oblast přístrojově určeného epicentra. V tomto místě též dochází k rozštěpení hraničního zlomu, což se projevuje existencí dvou stupňů o relativní výšce do 15 - 20 m. Sklon okrajového svahu směrem k Centrálnímu příkopu v okolí Heinsbergu a Wassenbergu dosahuje hodnoty až 20°, což je vůbec největší hodnota sklonu svahu, kterou jsme v širším okolí zaznamenali. Ve svahu jsme našli odkryvy středně až jemnozrnných šterkopískových terasových sedimentů, které jsou přirazovány ke střední terase Ruru (6). Severně od Roermondu zlom, podél něhož je svah vytvořen, přetíná údolí řeky Maasy. Výrazně se v tomto místě mění charakter řečiště, tok meandrující původně v široké nivě o šířce 3 až 5 km se napřimuje a šířka

údolní nivy se snižuje na hodnotu asi 700 m. Svahové deformace na svazích hrásti způsobené tímto zemětřesením zjištěny nebyly. Svahy přiléhající k Centrálnímu příkopu mají totiž nepříznivou polohu vůči průchodu seismických vln, neboť upadají směrem k epicentrální oblasti. Podle sdělení z Královské meteorologické observatoře v de Bilt (Nizozemí) byly zaznamenány pouze lokální deformace břehů Maasy v místě křížení zlomu Peelrand s údolím Maasy, způsobené ztekucením vodou nasycených nesoudržných sedimentů. Podrobněji o těchto deformacích referoval Houtgast (3).

## Sníženina Centrálního příkopu (Rurská kra)

Povrch příkopu je tvořen relativně plochým reliéfem s nadmořskou výškou pohybující se od 30 do 70 m. Erozně denudační svahy jsou zde velmi mírné, se sklony většinou do 2°, lokálně až do 5°. Dno příkopu je pokryto jednak fluviálními sedimenty Ruru a Maasy, jednak eolickými sedimenty zejména vátými písky tvořícími morfologicky výrazné duny na které jsou vázány i svahy s největšími zjištěnými sklony, tedy asi 5°. V reliéfu je též zachována morfologicky dobře sledovatelná opuštěná síť říčních ramen Maasy a Ruru. Má "mřížovitou" strukturu s mnoha kolmými ohyby. To platí jak pro stará opuštěná údolí, tak i pro údolí současných vodotečí. Pozoruhodná jsou na velké ploše se rozkládající rašeliniště protažená ve směru SV - JZ, zejména potom jejich ostré jv. omezení vůči fluviálním sedimentům Ruru.

## 5. Závěry

Z přiložené mapky výskytu zemětřesení ve studované oblasti (obr. 2) je zřejmé, že podstatná část zemětřesení je vázána na oblast Rýnského příkopu. Je zajímavé, že epicentra zemětřesení lze sledovat i dále k JZ údolím Maasy až k městu Liege (Lutyč). Údolí řeky Maasy sleduje směr os antiklinálních a synklinálních ohybů JZ - SV. Protíná napříč poklesovou oblast Centrálního příkopu a vtéká do zdvihové oblasti Wassenberské hrástě (antecedence?). Podle rozboru situace je právě křížení zlomu Peelrand, který omezuje Wassenberskou hrást', s údolím Maasy místem, kde byly zaznamenány největší účinky zemětřesení v reliéfu, tedy deformace břehů Maasy. Za zajímavou považujeme skutečnost, že zlomový svah (svah na zlomové linii?), tvořící jz. omezení Wassenberské hrásti, má největší sklon i výšku právě v místech, kde došlo k největším makroseismickým účinkům posledního zemětřesení na stavby, tzn. v okolí města Heinsberg, mimo přístrojově určenou epicentrální oblast. Při terénním průzkumu jsme zjistili, že škody na budovách vznikly pouze na JZ od tohoto zlomu (tzn. v Centrálním příkopu) zatímco na druhé straně (tzn. na Wassenberské hrásti) jsme žádné škody nezjistili. To může vypovídat nejen o vhodnosti základových poměrů jednotlivých lokalit (vliv hloubky hladiny podzemní vody apod.), ale částečně i o kinematice pohybu. Ukazuje se, že k největšímu pohybu, zřejmě poklesového charakteru, došlo v části Centrálního příkopu přiléhající k tektonickému omezení Wassenberské hrásti. Toto tvrzení posilují i závěry prezentované Braunmillerem a Dahmem (1) a Houtgastem (3). Na základě rozboru tvaru seismických vln na nejbližších seismických stanicích a ohniskového mechanismu soudí, že došlo k poklesovému pohybu podél plochy SZ - JV (124°) se sklonem 68° k JZ a hloubka ohniska byla 20 km, což odpovídá zlomu Peelrand omezujícího Wassenberskou hrást'. Rozpor mezi přístrojově určeným epicentrem zemětřesení a místem s největšími povrchovými účinky je zřejmě dán tím, že k největším účinkům došlo v místech, kde aktivní zlom vychází na povrch. To znamená, že při úklonu zlomu v přípovrchové části zemské kůry asi 68° a hloubce hypocentra asi 20 km se epicentrum promítlo mimo nejvíce postiženou oblast. Tento fakt je třeba uvažovat při vyhledávání aktivních zlomů na základě přístrojově určených epicenter, např. v předpokládaných lokalitách pro výstavbu jaderných elektráren či definitivních úložišť vysoce radioaktivních odpadů.

## Literatura:

1. BRAUNMILLER, J., DAHM, T.: Waveform modelling of the April 1992 Roermond earthquake using data from the German regional seismic network (GRSN). Praha, referát na XXIII General Assembly of the European Seismological Commission, 7. - 12. září 1992.
2. EMBLETON, C. eds.: Geomorphology of Europe. London, Macmillan Publishers 1984, 465 s.
3. HOUTGAST, G.: The Roermond earthquake on April 13, 1992 in the Netherlands. Praha, referát na XXIII General Assembly of the European Seismological Commission, 7. - 12. září 1992.
4. KALVODA, J., STEMBERK, J.: Morphotectonic features of Earth's crust Quaternary dynamics in the localities of nuclear power station in CSFR. Praha, Acta Montana, v tisku.
5. KLOSTERMANN, J.: Die Wanderung der Kontinente (Sonderdruck aus Natur und Landschaft am Niederrhein). Krefeld, Niederrhein - Verlag K. H. Hilbertz 1991, 98 s.
6. KLOSTERMANN, J. et al.: Geologische Karte von Nordrhein - Westfalen C 5102, Erläuterungen. Krefeld, Geologisches Landesamt Nordrhein - Westfalen 1990, 95 s.
7. MÍŠAR, Z.: Regionální geologie světa. Praha, Academia 1987, 705 s.
8. PELZIG, R., QUERFURTH, H.: Erdbeben in Nordrhein-Westfalen. Krefeld, Geologisches Landesamt Nordrhein - Westfalen 1987, 15 s.
9. STEMBERK, J.: Metody sledování současných tektonických pohybů. Praha, MS archiv ÚG ČSAV 1991, 79 s.

## Summary

### MORPHOTECTONIC FEATURES OF 1992 EARTHQUAKE EPICENTRAL AREA NEAR ROERMOND AND HEINSBERG

Basic morphostructural features of the Roermond-Heinsberg earthquake epicentral area are described. The earthquake with intensity  $I_0 = 7^0$  MSK-64 occurred on April 13th, 1992. The active seismotectonic zone (fault) was searched with help of three different localizations of the epicentral area from different seismic stations. Geological setting and seismotectonic evaluation were compared with the morphology of margins of the estimated epicentral area. Field work was carried out three weeks after the earthquake. Previous earthquakes mostly occurred in the Rhine Valley area. Some of them may be traced in the Maas river valley as well (in direction southwest from examined area). The Maas valley follows the main direction of anticlines and synclines.

Morphological situation and setting of damaged buildings revealed that active seismotectonic zone (fault) is connected with Peelrand Fault. The earthquake occurred on the crossing of Peelrand Fault with the Maas Valley Syncline. Results of authors field work are in good accordance with seismotectonic calculations presented by Houtgast (1992) and Braunmiller, Dahm (1992).

Fig. 1 - Geological map of the 1992 Roermond earthquake epicentral area and surroundings. 1 - man-induced relief changes, 2 - Holocene sediments, 3 - Pleistocene sediments, 4 - Tertiary sediments, 5 - main faults, 6 - rivers, 7 - state boundary, 8 - epicentral area of the examined earthquake.

Fig. 2 - Main faults and epicentral areas of historical earthquakes. 1 - main faults, 2 - epicentral area of historical earthquakes, 3 - rivers, 4 - state boundary, 5 - epicentral areas of the examined earthquake.

Tab. 1 - Historical earthquakes with  $I_0 \geq VII^0$  MSK-64 in the vicinity of the examined earthquake area.

(Pracoviště autorů: J. Stemberk - Ústav geotechniky AV ČR, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 7; V. Vilímek - Přírodovědecká fakulta UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2.)