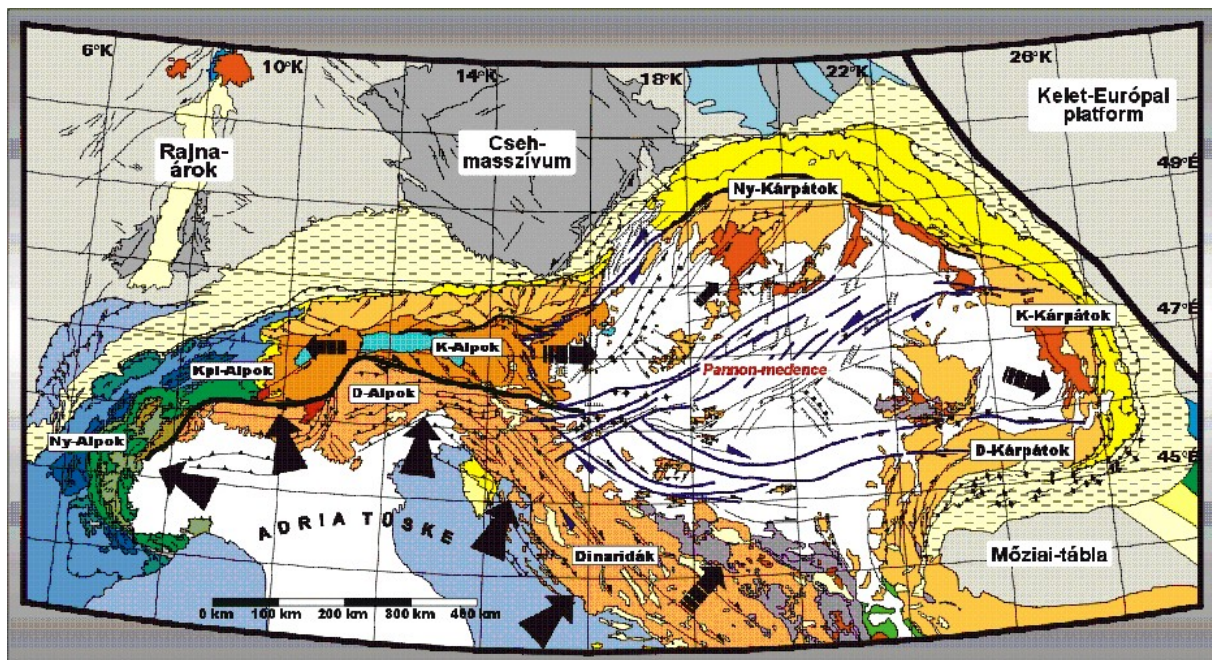


A KÁRPÁT-PANNON-TÉRSÉG GEODINAMIKÁJA

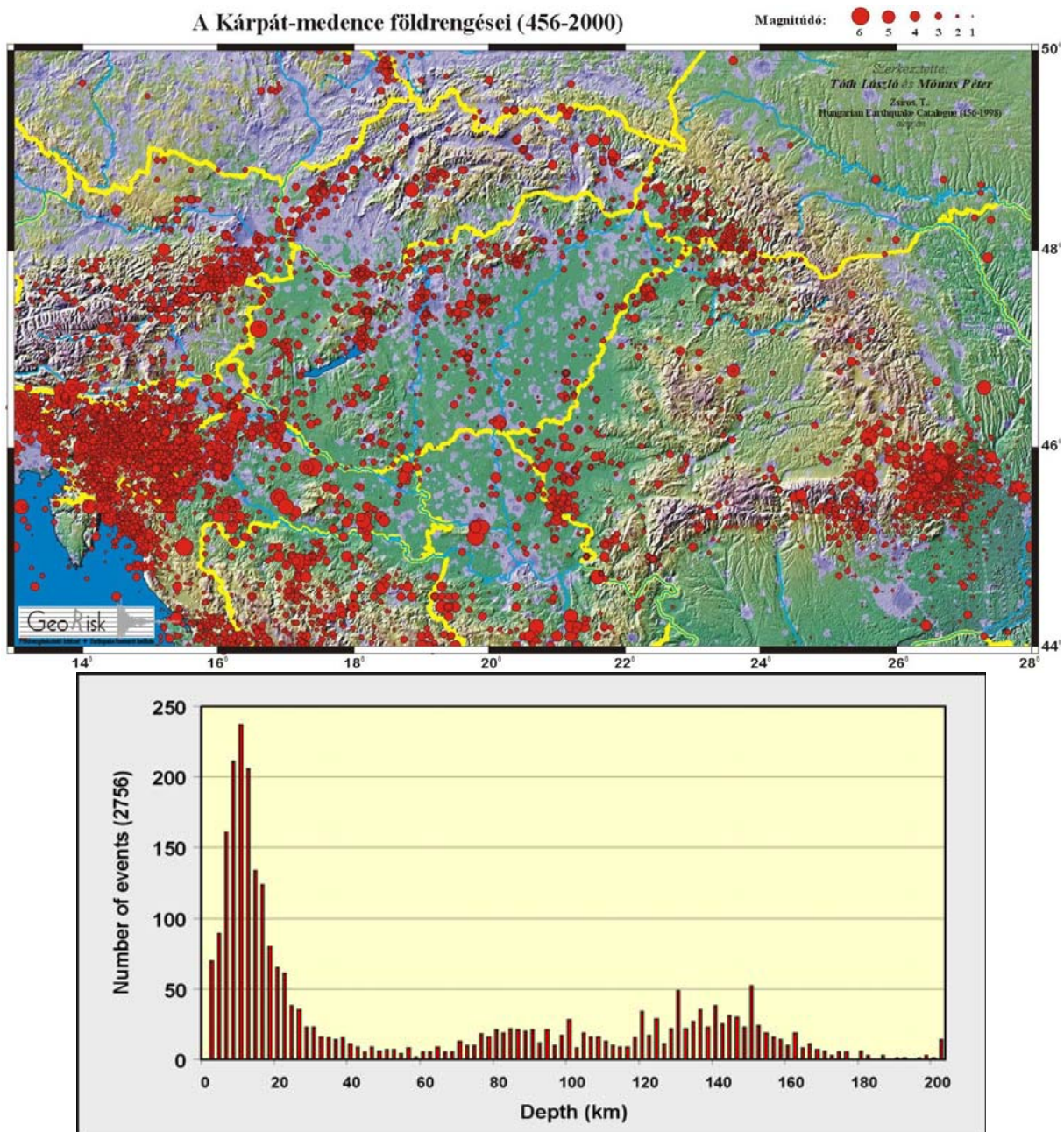
A Kárpát-Pannon-térségre a legjelentősebb jelenkori lemeztektonikai hatást a meglehetősen merev *Adriai mikrolemez* vagy más néven *Adria túske* gyakorolja az 1. ábrán látható többé-kevésbé északi irányú és az óramutató járásával ellentétes irányú forgó mozgásával. Elsősorban ez befolyásolja a Pannon medence és a medence környezetének, – így az Alpok és a Dinaridák területének is a jelenkori tektonikáját és deformációs képét.



1. ábra. Az Adriai mikrolemez tektonikai hatása (Horváth, 2004)

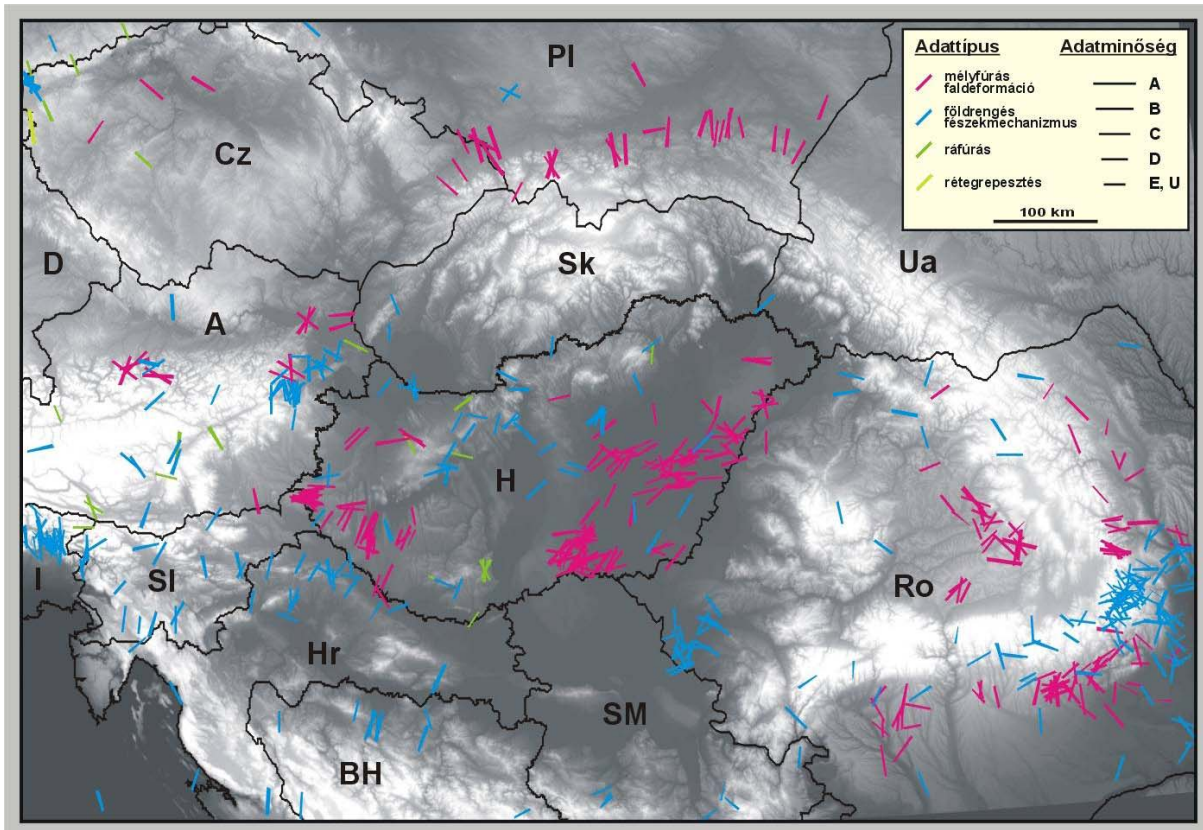
Az 1. ábrán a különböző geotektonikai vizsgálatoknak megfelelő általánosított kép látható, külön megjelölve a fő szerkezeti egységeket valamint az Alpok és a Pannon-medence határát is. A berajzolt nyilak alapján látható, hogy miközben az Adriai mikrolemez elfordulva nyomja a Pannon medence területét, emellett jelentős hatással van az Alpok térségére is, ahonnan kéregcsigolyák préselődnek keleti irányba a Pannon medence belseje felé. Így két irányból is nyomás éri az egyébként még pár millió évvel ezelőtt extenziós jellegű Pannon medence területét, egyrészt az Adriai mikrolemez oldaláról, másrészt pedig az Alpok irányából. Ráadásul mivel a Pannon-térség alatti litoszféra még nem tekinthető termikusan stabilnak, ezért mindenképpen számolni kell a függőleges irányú deformációkkal és elmozdulásokkal is.

Ha valamely terület deformációját vizsgáljuk, az egyik legfontosabb információ a szeizmicitás, a földrengések eloszlása. A 2. ábrán a szeizmológusok által a Pannon térségre összeállított szeizmicitás térkép látható, amely a földrengések területi és mélységi eloszlását, (a körök méretének megfelelően a magnitúdók szerinti eloszlását) szemlélteti. Ez alapján az egyik fontos következtetés, hogy a Pannon térség bizonyos területei jobban mások kevésbé deformálódnak, de ezen kívül fontos információk rejlenek még a földrengések fészekmechanizmusában is.

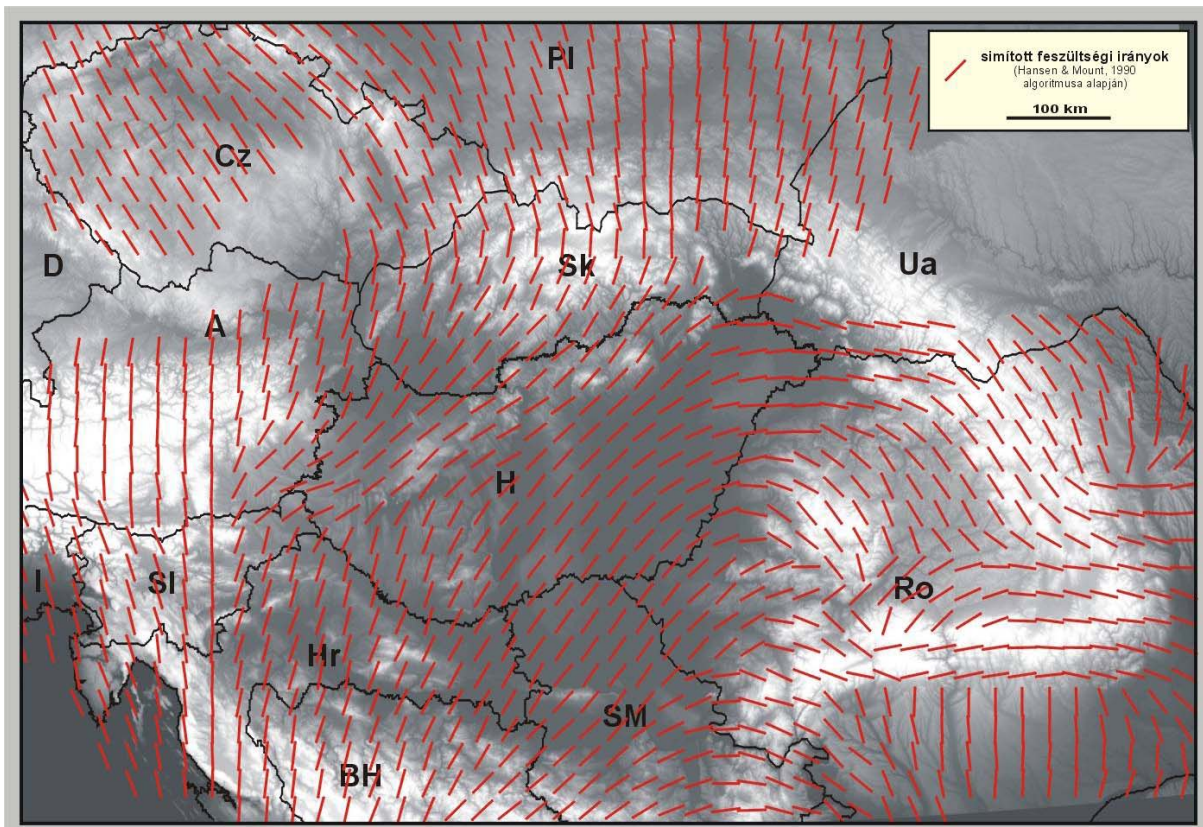


2. ábra. A Pannon térség szeizmicitása (Tóth et al, 2002).

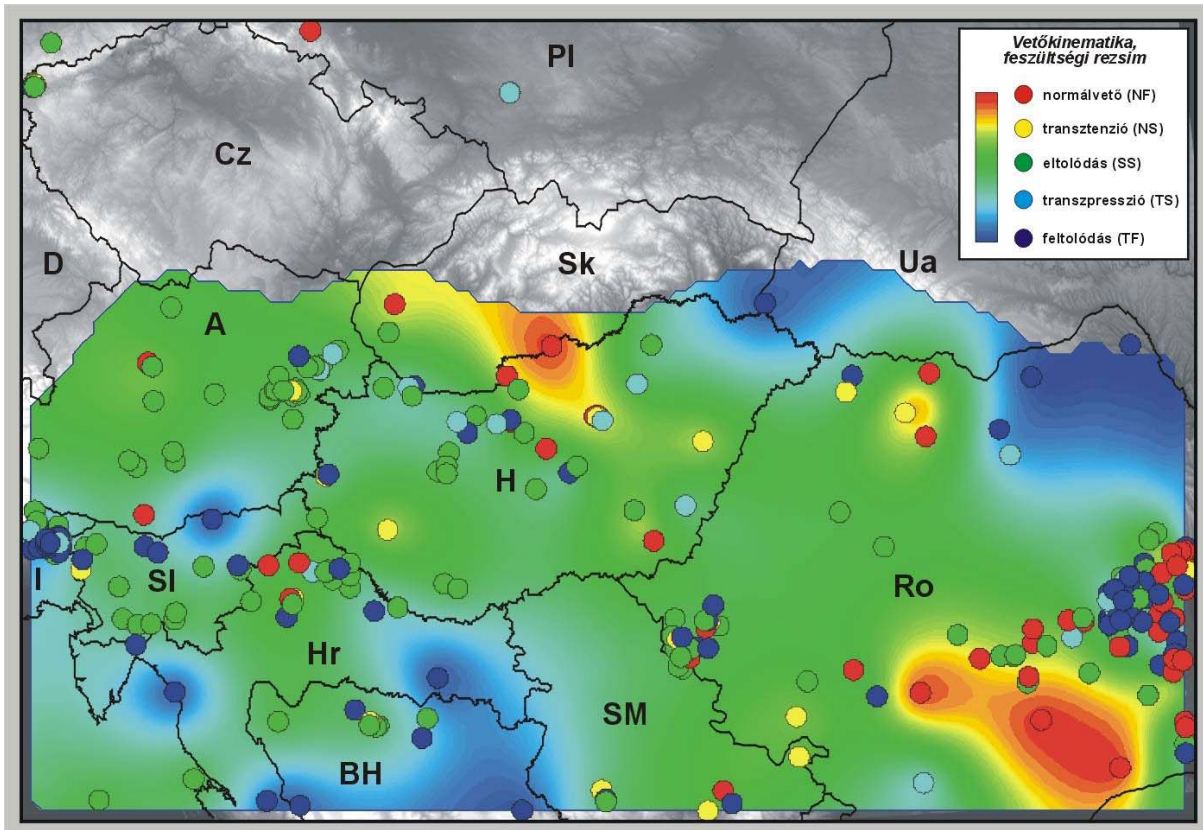
A 3. ábrán a Pannon-térség jelenkori feszültségtér adatai láthatók. A vonaldarabok iránya és hossza a maximális horizontális feszültségek irányával és nagyságával arányos. A piros pálcikák a mélyfúrési lyukfalak deformációja alapján meghatározott-, a kékek a földrengések fészekmechanizmusából származtatott fő horizontális összenyomás irányokat mutatják, de kevés in situ meghatározási adat is rendelkezésre áll. A pálcikák hosszát és irányát tekintve a kép meglehetősen kaotikus, viszont megfelelő módon simítva ezeket az adatokat a 4. ábrán látható érdekes regionális trend rajzolódik ki. A nyugati területeken látható észak-déli irányú kompresszió illetve térrövidülés fokozatosan északkeleti-délnyugati irányúvá válik a Pannon-medence területe felé haladva, és ugyanez igaz a Dinaridák viszonylatában is. Ezek az eredmények nagyon jó egyezést mutatnak a GPS mérésekből származó felszíni mozgások meghatározásával is.



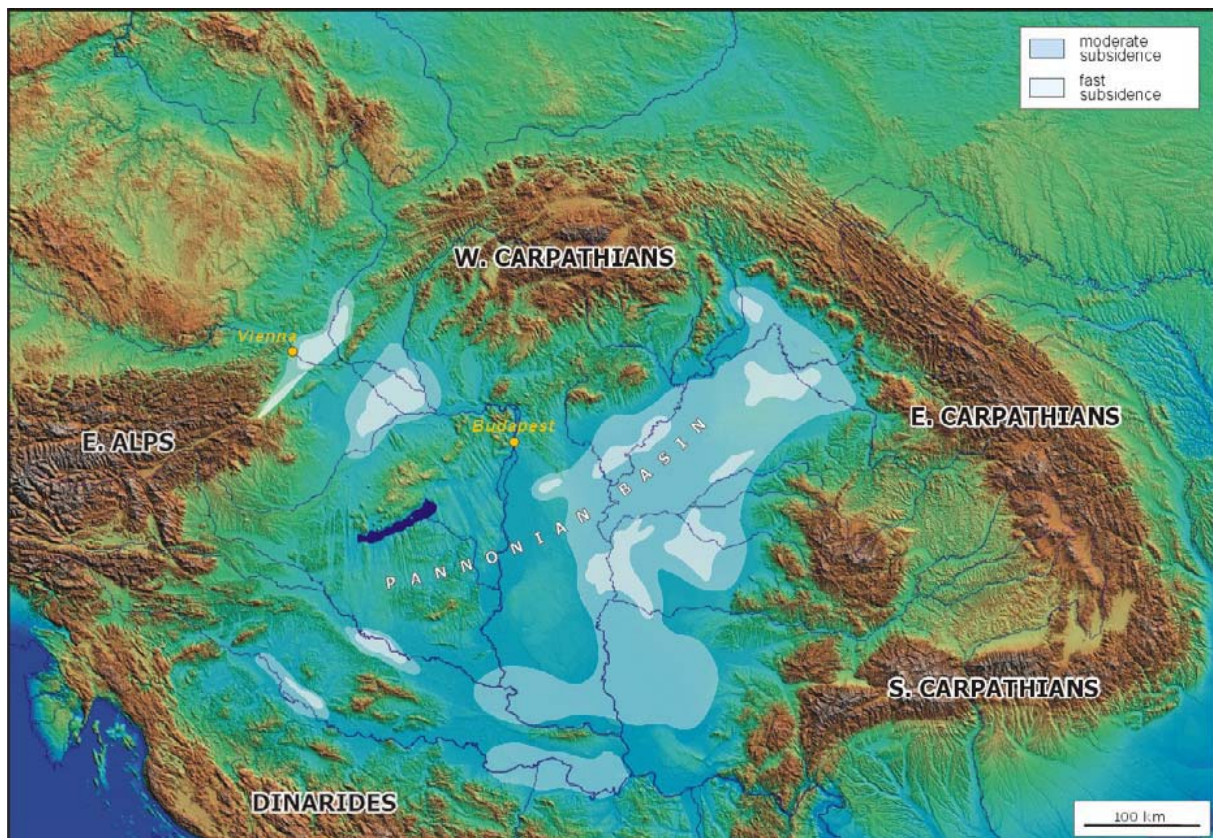
3. ábra. Jelenkori feszültségtér a Pannon-térségben: adatok a maximum horizontális feszültségi irányokra vonatkozóan (Bada et al, 2004)



4. ábra. Jelenkori feszültségtér a Pannon-térségben: a maximális horizontális feszültségek simított irányai (Bada et al, 2004)

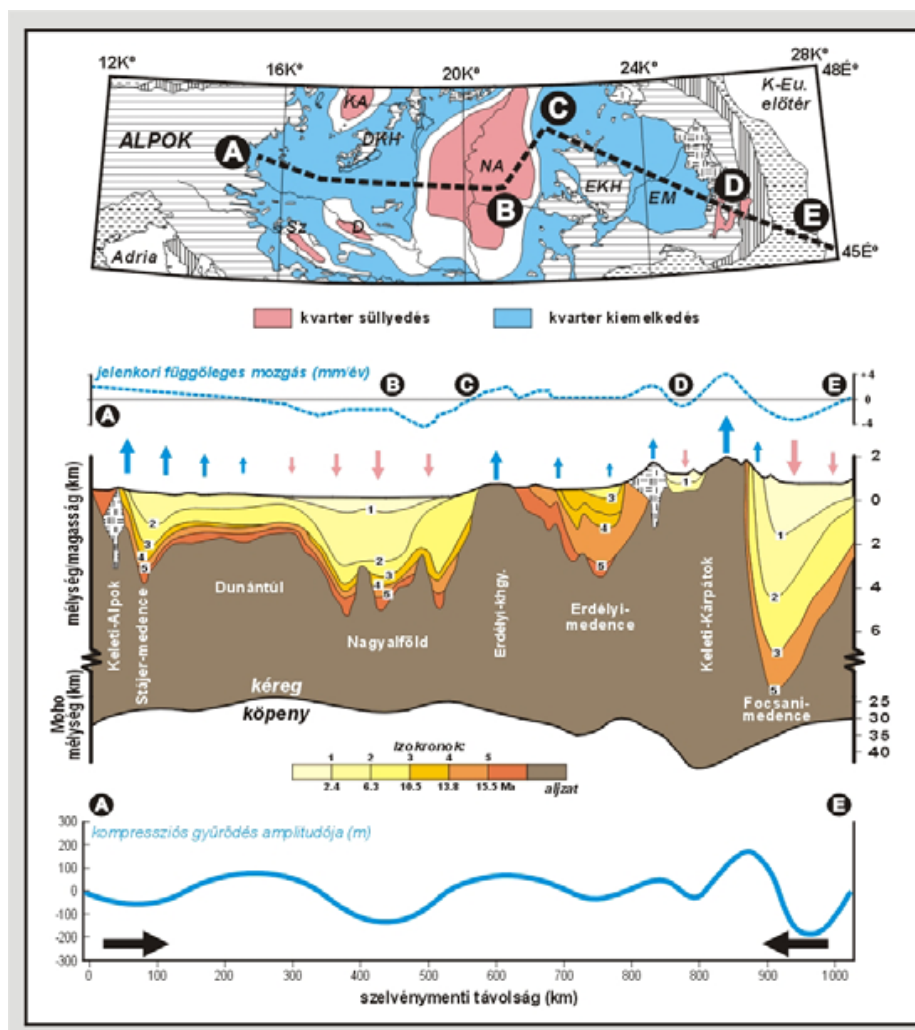


5. ábra. Jelenkori feszültségtér a Pannon-térségben: a nagyobb területegységekre jellemző feszültségrendszerek a földrengések fészekmechanizmusa alapján. (Bada et al, 2004)



6. ábra. A Pannon medence és környékének negyedidőszaki vertikális kéregmozgásai a felhalmozódott üledékek vastagságának minőségi elemzése alapján. (Bada et al, 2004)

A feszültségi irányokon túlmenően a nagyobb területegységekre jellemző feszültségrendszerre, az ún. feszültségi rezsimekre is tudunk következtetni. Egy adott területen vagy összenyomás van, – ezt az 5. ábrán a kék szín jelöli (jellemzően a Dinaridák területén), vagy tágulás van a piros színnel jelölt területen, pl. É. Magyarország környezetében. Láthatóan a piros szín nem jellemző az 5. ábrán látható térképre, viszonylag kevés terület van a Pannon-medencében, ahol a tágulás jellemző. Az ábrára legjellemzőbb a zöld színnel jelzett köztes állapot, amikor a kőzetlemezek egymáshoz viszonyítva eltolódnak (ez a Pannon medencére leginkább jellemző ún. eltolódásos feszültségi rezsim). Az 5. ábrán a színes körök az adott helyen kipattant földrengéshez tartozó feszültség típusát mutatják. Az ábra tanúsága szerint erős kompresszió mutatkozik délnyugaton az adriai mikrolemez peremvidékén, ami a Pannon medence belseje felé inkább eltolódásos, kevésbé hangsúlyozottan kompressziós feszültségtérre változik.



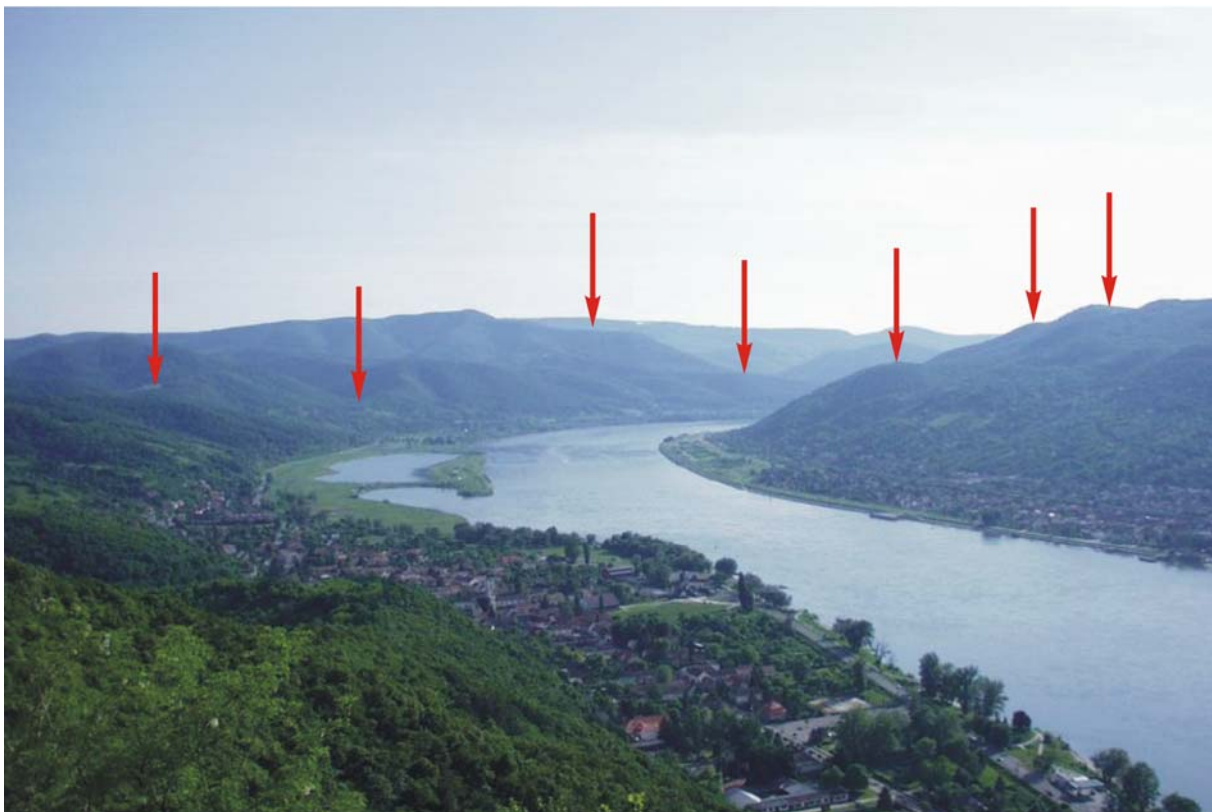
7. ábra. Az Alpoktól a Pannon medence déli részén át a Focsányi-medencéig futó kéregszelvény mentén meghatározott, a kéreg gyüredezettségére visszavezethető függőleges irányú mozgások (Horváth et al, 1996)

A horizontális feszültségtér illetve deformációk vizsgálata mellett érdekes kérdés, hogy mely területek emelkednek, vagy süllyednek, és van-e valamilyen információ arról, hogy milyen ütemben történnek ezek a mozgások. Igen fontosnak és érdekesnek ígérkezik az alapvetően geofizikai, földtani információkból levonható következtetések későbbi összevetése a geodéziai mérések eredményeivel. A 6. ábrán a Pannon medence és környékének negyedidő-

szaki vertikális kéregmozgásait láthatjuk a felhalmozódott üledékek vastagságának egyfajta minőségi elemzése alapján. Látható, hogy a Pannon medence bizonyos részei lassabb vagy gyorsabb ütemben süllyednek, mások emelkednek. A világosabb foltok a legintenzívebben süllyedő területeket jelölik. Ilyen az Alföldnek a legnagyobb része illetve a legmélyebb rész-medencéi és hasonlóan süllyedő területek a Kisalföld illetve a Bécsei-medence valamint délen a Dráva- és a Száva-medence.

A 7. ábrán egy nagyjából K-Ny irányban futó kéregszelvény látható, az Alpoktól a Pannon medence déli részén át, az Erdélyi-medencén, a D-K-i Kárpátokon és a Vrancea-zónán keresztül egészen a Foksányi-medencéig. A magassági értelemben erősen torzított kéregszelvényen barna színnel jelölve a kéreg alja látható, fölfelé pedig az egyre világosabb árnyalatokkal jellemzett medencekitöltő üledékek fekszenek a különböző korokra vonatkozó izokronok feltüntetésével. Nyugati irányból kelet felé haladva a nyilak alapján látható, hogy egyes területek emelkednek, mások, pl. az Alföld vagy a Foksányi-medence erőteljesen süllyednek. A közbülső-, illetve a perem-területek (pl. az Alpok, az Erdélyi középhegység és a Kárpátok nagy része) – valamint a földtani adatok alapján az Erdélyi-medence is – kisebb-nagyobb intenzitással napjainkban is emelkednek. Ennek olyan értelmezése adható, ami szerint az emelkedés – süllyedés – emelkedés – süllyedés váltakozása a kéreg egyfajta gyűredezettségére vezethető vissza, ahol az antiklinális részek az emelkedő területeknek, a szinklinális részek pedig a süllyedéseknek felelnek meg.

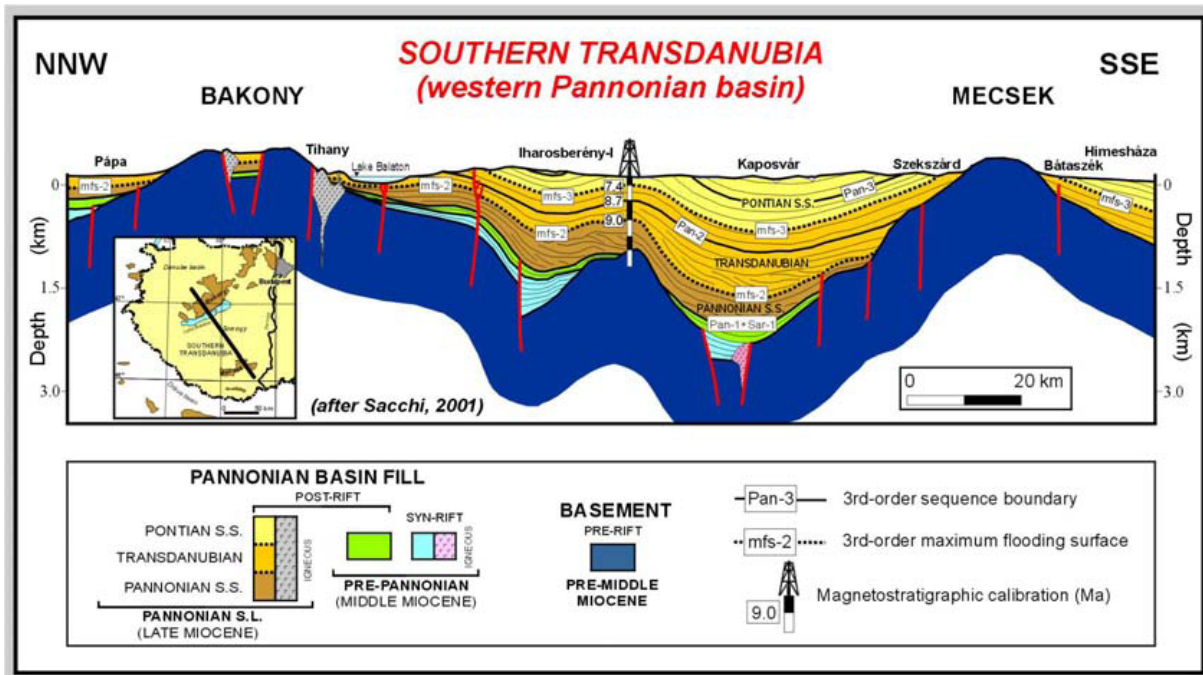
Ezek után néhány érdekes példát mutatunk be a horizontális és vertikális deformációkra.



8. ábra. A Duna visegrádi szorosában a sziklateraszokon elvégzett geomorfológiai és kozmogén izotópos vizsgálatok eredményei: (fiatal kiemelkedés, gyors folyóbevigódás, lineáris erőzió teraszok felszíni kitétségi kora kozmogén izotópok alapján: 0-250.000 év Bevigódás sebessége: ~1.6 mm/év.) (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2005)

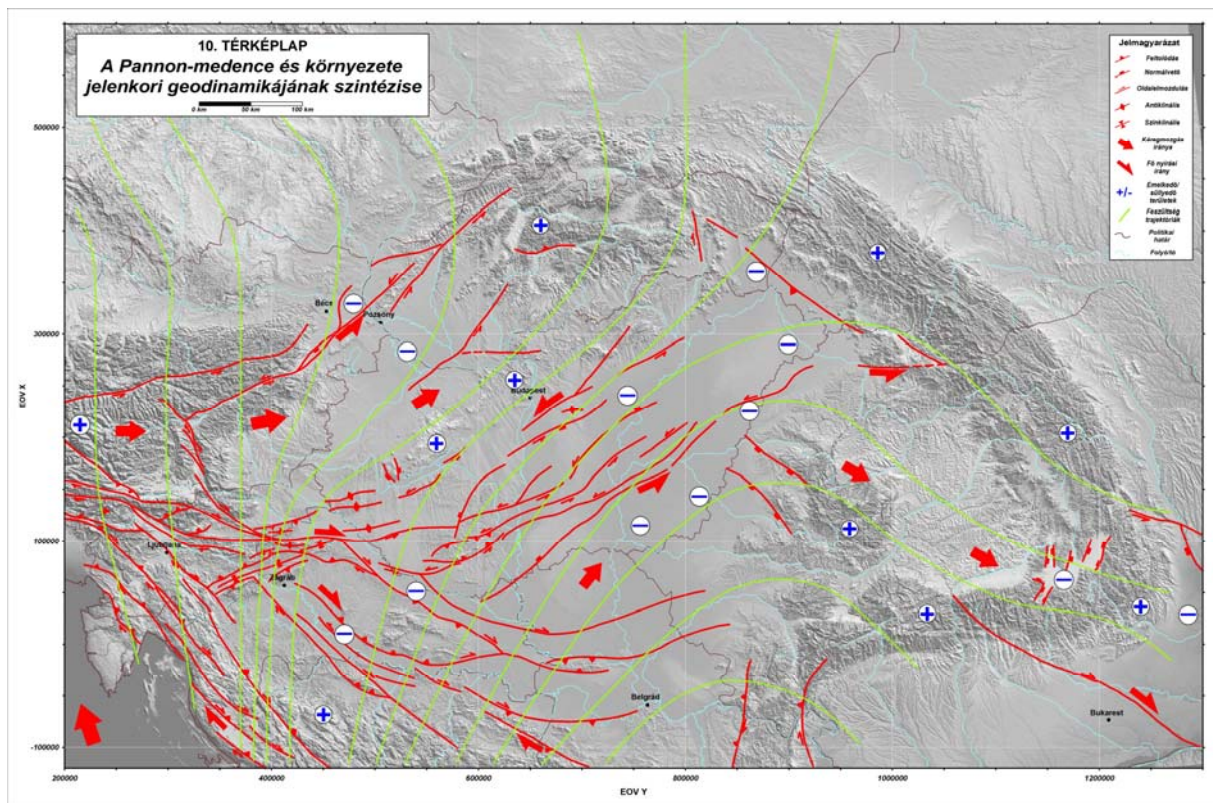
Az első példában a 8. ábrán a Duna visegrádi szorosában a sziklateraszokon elvégzett geomorfológiai és kozmogén izotópos vizsgálatok eredményei láthatók. A litoszférában helyben keletkező kozmogén izotópos módszer alkalmas az ún. paleofelszínnek és jellegzetes felszinformák kitétségi korának és lepusztulási sebességének meghatározására. (Egy kőzet kitétségi kora az az időtartam, amióta az adott felszín a kozmikus sugárzás éri.) A vizsgálatokból kiderült, hogy a Duna a jelenlegi medrét a Visegrádi-, a Dunazug-hegység, és a Börzsöny vulkáni komplexumába az utóbbi mintegy 250000 év alatt vájta be (Ruszkiczay-Rüdiger et al, 2005). Ha feltételezzük, hogy ez megegyezik a térség kiemelkedésével, akkor ebből a számítások szerint akár 2 mm/év emelkedési sebesség következik, ami lényegesen gyorsabb, mint az eddigi feltételezések. Ez az első konkrét adatokra épülő vizsgálat az adott területen, amely eredményei mindenképpen összemérhetők az Alpok területén tapasztalt kiemelkedés mértékével.

A következő 9. ábrán bemutatott példa egy regionális földtani keresztmetszvény a Dunántúlon keresztül. Ezen jól látható, hogy bizonyos részek, így a Dunántúli középhegység, a Bakony és a Mecsek gyorsabban emelkednek, míg a somogyi területek, amelyek szintén jelentős eróziót szenvedtek, kevésbé gyorsan emelkednek. Mindemellett látszik mind a felszín közeli, mind az aljzati képződményeknek egyfajta gyűredezettsége, amely az itteni kéreg vízszintes irányú összenyomódására utal.



9. ábra. A Dunántúlon keresztüli regionális földtani keresztmetszvény menti függőleges mozgások és a felszín közeli, illetve az aljzati képződményeknek gyűredezettsége.

Végezetül egy összefoglaló a 10. ábrán a Pannon-térség geodinamikai atlaszából, amelyen a feszültségtér, a kéregdeformációnak valamelyest általánosított képe, a fiatal vetők (nem feltétlenül aktív vetők) elhelyezkedése és kinematikai képe látható. Két nagy blokk azonosítható, az egyik északkeleten, amelynek a belső szerkezete, a fiatal tektonikája még nincs teljes egészében feltérképezve, és emellett van egy délebbi blokk. Mindkettő északkeleti irányba mozog – jelenleg úgy tűnik, hogy a délebbi egység egy kicsit gyorsabban, ami valószínűsíti azt, hogy a közöttük lévő viszonylag széles eltolódási zóna balos értelmű elvetést szenved.



10. ábra. Feszültségtér, kéregdeformációk, a fiatal vetők elhelyezkedése és kinematikai képe a Pannon-térségben (Horváth, 2004).

Geodéziai vizsgálatok a függőleges felszínmozgások kimutatására

A függőleges felszínmozgások geodéziai vizsgálati módszerének lényege az ismételt szabatos szintezésekkel nagyon kis változások kimutatása. A vizsgálatok céljára egyelőre két mérés használható fel: az első az 1949 és 1962 között elvégzett Bendefy-féle mérések, a másik pedig az EOMA I. rendű szintezési hálózat mérései. Azok a függőleges mozgási sebességek, amelyek a geodéziai mérések alapján ma országos értelemben ismertek, a két hálózat méréseiből kapott összehasonlításból születtek.

Szélső pontosságú, az I. rendűnél komolyabb és az alappontok tekintetében különösen jelentős költségráfordítást igénylő magassági mozgásvizsgálati hálózat született a hatvanas években. Jó pár évvel később, amikor az állami földmérés eljutott odáig, hogy nem csak a vízszintes, hanem a magassági alaphálózatokkal is foglalkozni kívánt, akkor a szükséges magassági alaphálózatot már készen szolgáltatotta ez a meglévő mozgásvizsgálati hálózat, ami rögtön az I. rendűnél is jobb minőségű volt. A mozgásvizsgálati pontok megfelelő állandósítása is megtörtént, ami nagyon fontos, mivel korábbi időpontok mérési adatait kell a későbbiekkel összevetni. Sajnos mind a korábbi Bendefy-féle, mind a későbbi EOMA méréseket különféle problémák is terhelik (pl. komparálás, a II. világháború utáni feltételek, stb.). Az eddigieknél pontosabb mozgásvizsgálati eredményekre akkor lehet számítani, ha megtörténik az EOMA I. rendű hálózat újramérése.

A mozgásvizsgálatok érdekes és fontos vonatkozása, hogy az első vizsgálatok eredményei előbb megszülettek, mint a szintezési hálózatok, mégis a már ismert 2-6 mm/év süllyedések illetve mozgások ellenére merevnek tekintették a korábbi nulladrendű hálózatot, majd ebbe a keretbe kényszerítették a II. és a III. rendű szintezési hálózatot is. Ha példaként csak a

Szolnok, vagy a Szeged környéki adatokat tekintjük, a mintegy 4 mm/év süllyedés 20-25 esztendő alatt 1 dm körüli elmozdulást jelent.

Fontos mérföldköve a vizsgálatoknak az 1967. év, amikor elindították azt a KAPG programot, amely geodéziai és geofizikai vizsgálatokat célzott meg, és amely után az állami földmérés elvállalta a vertikális kéregmozgás témájának gondozását. Ennek eredményeként 1971-ben elkészült az akkori szocialista országok és Magyarország területére vonatkozó kéregmozgási térkép. A térkép jelentős része az akkori Szovjetunió európai területére esett, amely egészen az ázsiai részekig terjedt. Itt a mérések megbízhatósága nagyságrendekkel gyengébb volt, és ebbe kényszerítették bele a többi kisebb ország – így Magyarország adattömegét is. Emiatt ezt a térképet számos komolyabb hiba terhelte, és Magyarország területére jelentős torzulások adódtak. A hiányosságok és hibák kiküszöbölése céljából magyarországi kezdeményezésre 1975-ben létrejött egy külön bizottság a Kárpát-Balkán Régió (KBR) belüli vertikális mozgások tanulmányozására. Ez egészen 1991-92-ig működött és Joó István személyén keresztül hazánk fontos szerepet kapott a KBR mozgásvizsgálati térkép megszerkesztésében, a különálló részletek összedolgozásában. A munkálatok eredményeképpen 1979.-ben elkészült a KBR-I, és 1985-re a 11. ábrán látható KBR-II mozgástérkép; majd 1992-re Magyarország területére is elkészült a vertikális mozgások 14. ábrán látható addigi legrészletesebb térképe 1:500 000 méretarányban 0,5 mm/év izovonal-értékközzel (Joó, 1992).



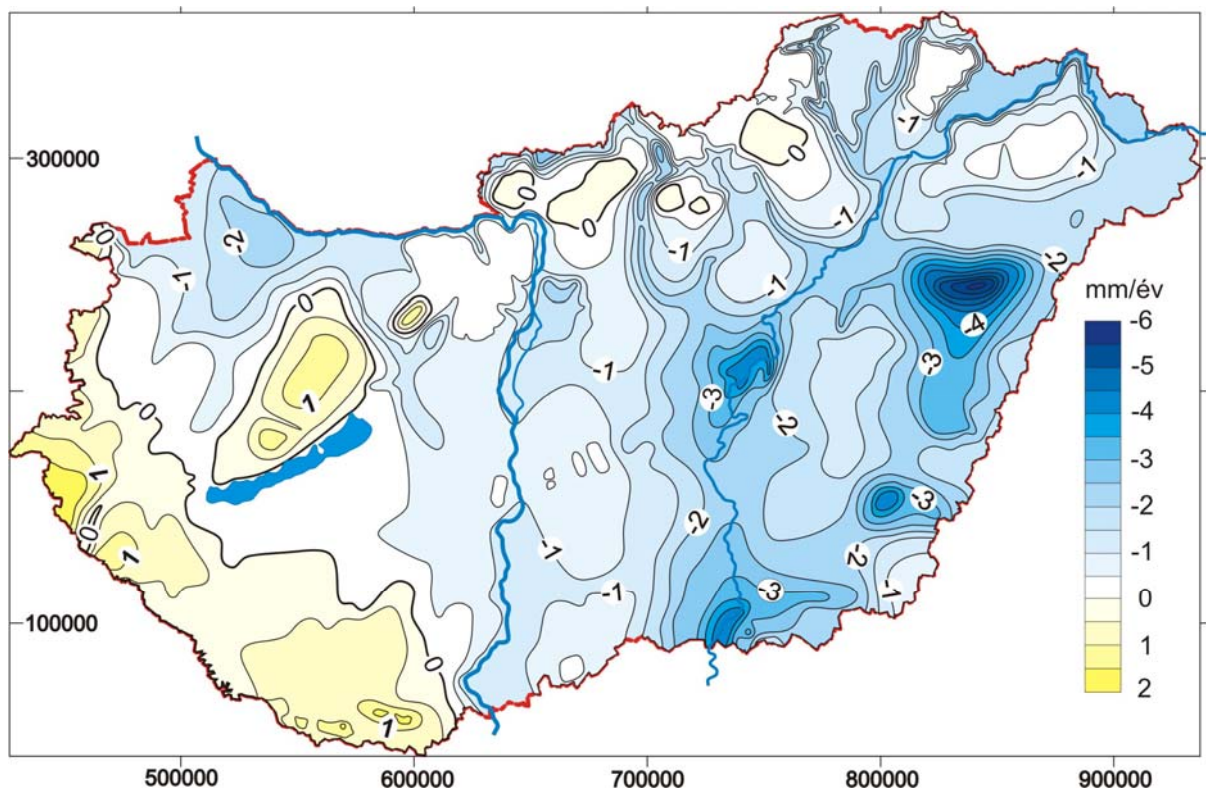
11. ábra. Az 1985. évi KBR-II. kéregmozgási térkép.

A KBR-program eredményeképpen született meg ugyancsak a vertikális mozgások sebességeire vonatkozó vonal menti horizontális gradiensek térképe is. A hazai vertikális mozgásvizsgálatok első szakasza 1995-ben zárult le, amikor Joó István vezetésével elkészült a magyarországi vertikális mozgások eddigi legrészletesebb térképe ugyancsak 1:500000 méretarányban 0,5 mm/év izovonal-értékközzel (Joó, 1995).

A 12. ábrán látható magyarországi mozgásokat szemlélve megállapítható az alföldi területek és a Kisalföld egyértelmű süllyedése, ugyanakkor a Dunántúl nyugati és délnyugati részén már egyértelműen jelentkezik az Alpok emelkedésének hatása is – ami a földtani szelvények alapján is igazolható, különösen a Zalai-dombság területén, ahol +1.3 mm/év az emelkedés. Az Alföld területének negyedkori süllyedési sebessége az ismételt geodéziai mérések szerint elsősorban vélhetően a rétegvíz- és a szénhidrogén kitermelés következtében jelentősen felgyorsult. A leggyorsabban süllyedő területek egyrészt a kőolaj- és földgázmezők környékei, másrészt a nagyvárosok térsége. A leggyorsabban süllyedő terület az Alföld legnagyobb településének, Debrecennek a környéke, ahol a süllyedés közel 7 mm évente.

A Dunántúli középhegység területén a korábbi ismételt mérések, tehát a Bendefy-féle és az EOMA mérések alapján nehéz megfelelő adatokhoz jutni. A Móri „horpadás” területén haladó régi szintezési vonalon végzett mérések alapján (ahol -1.4 mm/év sebességérték adódik) úgy néz ki, mintha az egész Vértes a Bakonnyal együtt süllyedne, – holott ezek emelkedő területek. Ezen a részen újabb mozgásvizsgálati vonalak létrehozása és a terület részekre bontása, majd az egyes részek külön önálló vizsgálata szükséges.

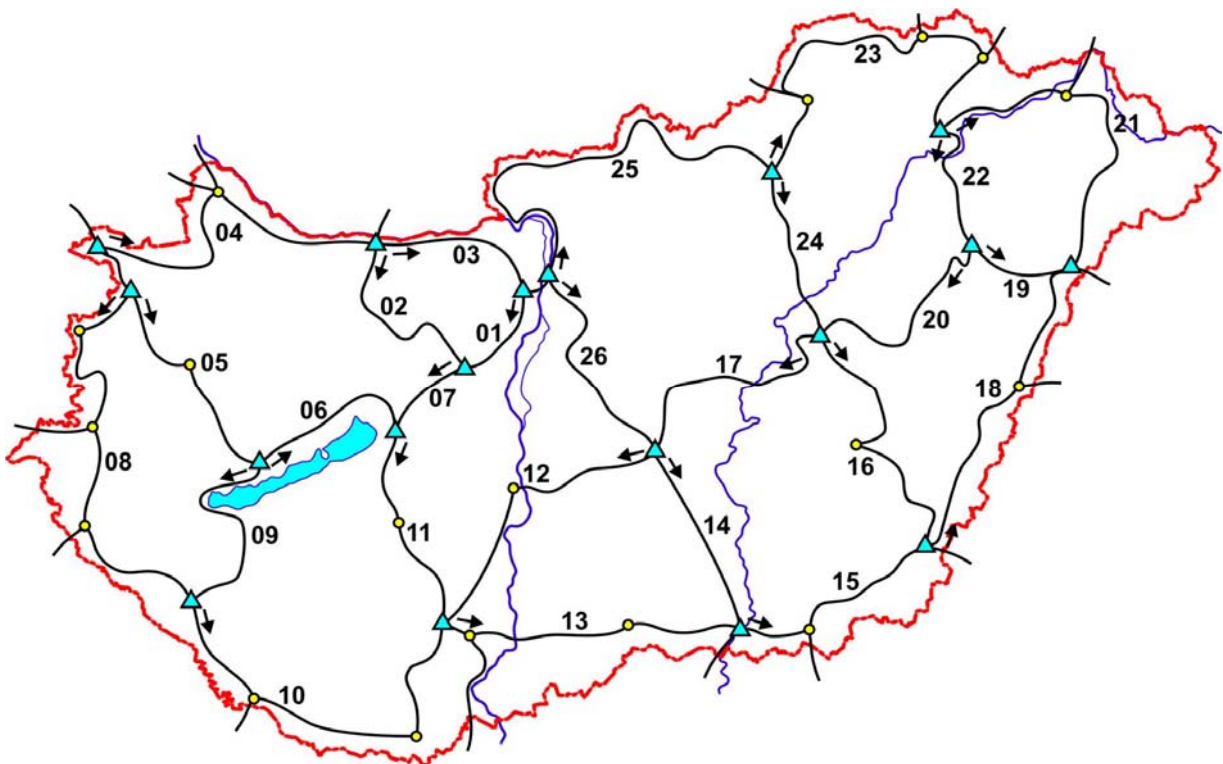
Nagyobb gond van a Bendefy és a nulladrendű hálózat összevetéséből az Északi-középhegység területén, ahol lényegében legfeljebb 0 mm/év emelkedést lehetett kimutatni – ami szinte lehetetlen. Ezért nagyon lényeges, hogy ennek a nulladrendű hálózatnak az újramérése megtörténjen.



12. ábra. Az 1992. évi magyarországi vertikális mozgási térkép.

A nemzetközi vizsgálati programokkal párhuzamosan, megkezdődtek és jelenleg is tartanak azok a vizsgálatok, amelyek a mozgások lehetséges okainak feltárását célozzák. Megkezdődött a Pannon-térségre koncentrálódó egyéb földtani, geofizikai adatok széleskörű gyűjtése és adatbázisba rendezése. Mára a geodéziai mérésekből származó függőleges mozgássebesség adatok mellett gravitációs, geotermikus, rétegtani, és szeizmológiai adatokból részletes adatbázisok állnak rendelkezésre a további vizsgálatok céljára. Így különböző vonalak, metszetek menti vagy valamely területre vonatkozó vizsgálatok során egyszerűen és gyorsan hozzá lehet férni a szükséges alapadatokhoz.

A 80-as években különféle vizsgálatok egész sora indult meg a mozgási sebességek és az egyéb földtani-geofizikai adatok kapcsolatára vonatkozóan. Először a függőleges mozgássebességek összefüggését vizsgálták az egyéb ismert adatokkal a páronkénti korrelációs együtthatók meghatározásával, majd lineáris többváltozós regressziós vizsgálatok történtek, – először szelvények mentén, majd összefüggő nagyobb területekre vonatkozóan. A vizsgálatok kezdetén, az 1990-es évek előtt ismert okokból még csak Faye-anomália adatok álltak rendelkezésre, később a titkossági korlátok feloldása után már lehetővé vált az alkalmasabb Bouguer-anomáliák bevonása is a vizsgálatokba. A kezdeti tapasztalatok után világossá vált, hogy a szeizmikus kockázat kapcsolatával nem érdemes foglalkozni ennek a mozgásokban játszott csekély szerepe miatt, ugyanakkor a geotermikus és a rétegtani (pannon-üledékvastagság) adatok korrelációjára vonatkozó vizsgálatok fontos és érdekes eredményeket szolgáltatottak.



13. ábra. A kéregmozgási vizsgálati (szintezési) vonalak Magyarország területén

Fontos a vizsgálandó területek, illetve a vizsgálati vonalak megfelelő kiválasztása. Célszerű az azonos tektonikai tulajdonságú területeknek illetve szelvényszakaszoknak ugyanabban az egységben történő kezelése, – ugyanis az egymástól eltérő földtani régiók összevonásával fontos jellegzetes hatások könnyen összemosódnak, sőt egymás hatását semlegesítve a jellegzetes vonások akár el is tűnhetnek. A 13. ábrán az ország területét lefedő 70 és 200 km közötti hosszúságú vizsgálati vonalak láthatók.

A különböző területeken és szelvények mentén különböző típusú vizsgálatok és eltérő megbízhatóságú mérések történtek.

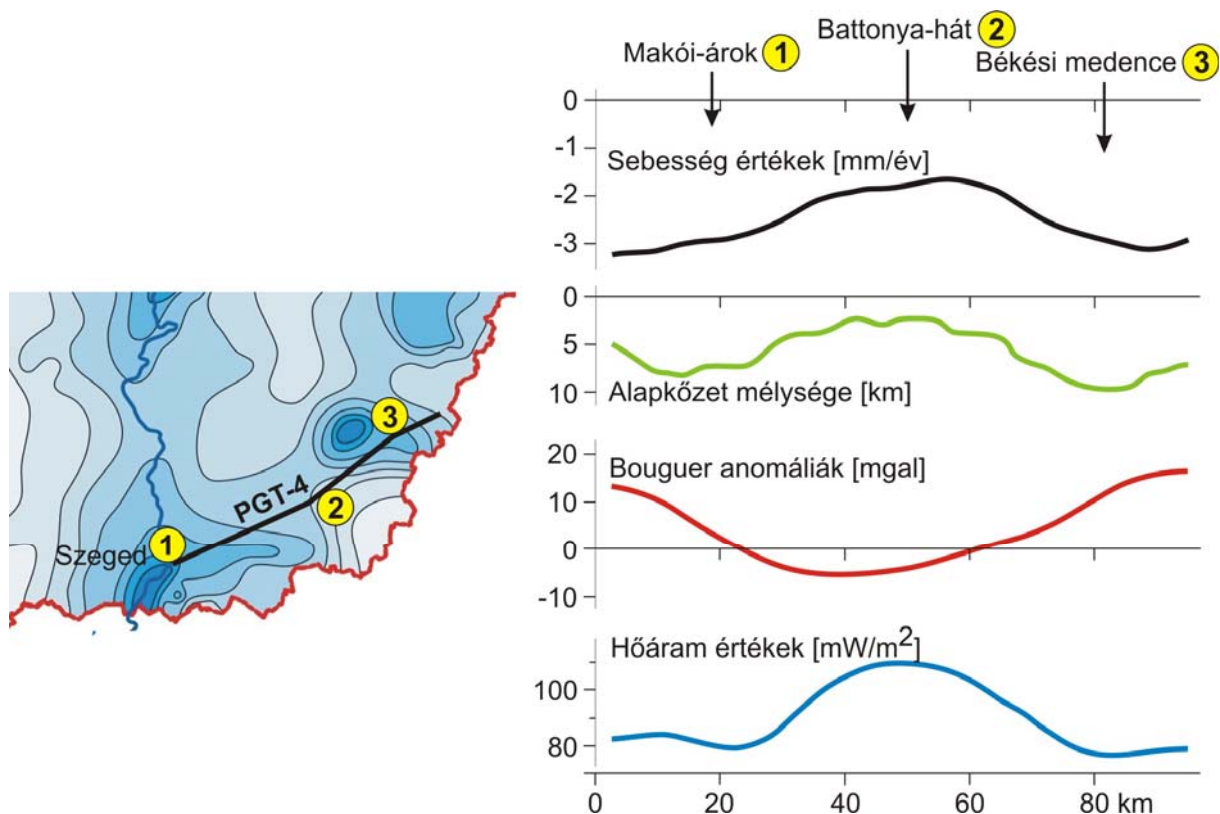
Az Északi-középhegység területén futó vizsgálati vonal pl. a legkülönbébb hibákkal terhelt. Mintegy 10 éven keresztül folytak itt a szintezési munkálatok, amely időtartam alatt számos eltérő jellegű változás történhetett a szelvény különböző részei mentén, ráadásul a vonal egyik része hegyvidéki területen-, a másik pedig az Alföld északi részén fut, így a nagy magasságkülönbségek miatt mind a refrakciós hatás, mind a léckomparálás hatása torzítja a mérési eredményeket. A problémák egy része csak a vizsgálati vonal átalakításával és a tervezett újramérésével oldható meg.

Az utóbbi időkben részletes vizsgálatok történtek a mozgások okainak felderítésére a Középső-Tisza és a Körösök-vidéken. A kiválasztott területen az S függőleges mozgási sebességek és az egyes földtani-geofizikai jellemzők: a K alapkőzet-mélység, a G nehézségi anomáliák és a H földi hőáramok közötti kapcsolat meghatározására törekedtek. Az eredeti elgondolás szerint a vizsgálat során nyert nagy számú korrelációs együttható felhasználásával három térkép szerkesztését tervezték, amelyek alkalmasak a vizsgált területen a kiválasztott S/K , S/G és S/H kapcsolatok erősségének kifejezésére. Ez azonban – éppen a rosszul kiválasztott területi csoportokra tekintettel – nem sikerült. Ezért kellett bevezetni az ún. *hányadosok módszerét* (Joó, 2004). A h hányados értékek felhasználásával megnyílt a lehetőség a függőleges mozgási sebességek és az egyes földtani-geofizikai jellemzők: az alapkőzet-mélység, a nehézségi anomáliák és a földi hőáramok közötti kapcsolat pontosabb meghatározására és hatásaik szétválasztására. Ezzel az adott területen értelmezni lehet, hogy az ottani mozgás sebességét melyik tényező okozza, pontosabban annak kialakításában a különböző okok milyen arányban felelősek. Erre vonatkozóan részletes vizsgálatok és térképek készültek mind 10×10 km-es, mind pedig 5×5 km felbontásban Középső-Tisza és a Körösök-vidéken (Joó és mások 2006).

Itt említjük meg, hogy egy érdekes következmény is adódik a Pannon-medence speciális süllyedő helyzetéből: mivel Csongrád-Békés megye környékének jelentős részén csupán néhány dm-es mélységben található a felszín alatt a talajvíz szintje, így ha hosszabb távon mérünk számolni az ismert magasságváltozásokkal, akkor azt kapjuk, hogy a Pannon medence süllyedése miatt nemsokára víz alá kerülhet az Alföld egy része.

Részletes vizsgálatok folynak Délkelet-Magyarországon a Szeged-Békési medence területén is, a PGT-4 jelű nemzetközi geofizikai mélyszondázás vonalán. A vizsgálatok során a mozgások sebességein és alapkőzet mélységén kívül a Bouguer-féle nehézségi anomáliákat és a földi hőáramok adatait is felhasználták. A függőleges felszínmozgások forrása Magyarország nemzeti vertikális mozgásainak térképe (Joó, 1995), az alapkőzet mélységi adatai a PGT-4 vonal vizsgálatából (Posgay és mások, 1996), a Bouguer-féle nehézségi anomáliák pedig az ELGI 10×10 km-es adatbázisából származnak.

A csaknem 100 km összhosszúságú PGT-4 vizsgálati vonal környezetében a mozgássebességek, továbbá a másik három földtani jellemző (alapkőzet mélység, Bouguer-anomáliák és földi hőáramok) alakulását a 14. ábra mutatja. Látható, hogy a vonal középső battonya-háti részén a süllyedés sebessége jelentősen mérséklődik, az alapkőzet mélységének szélső helyzetei jól kifejeződnek délnyugatról északkelet felé haladva a Makói-árokktól kiindulva a Battonya-háton keresztül a Békési-medencéig. A Bouguer-anomáliák szélső értékei is jó összhangot mutatnak a kőzetmélység adataival illetőleg a fiatal üledékek vastagságával. A Makói-árok és Békési-medence területén az alapkőzet nagy mélységéhez kiemelkedően nagy anomáliák tartoznak, ugyanakkor az alapkőzet kisebb mélységű helyszínén találhatóak a csekélyebb anomália-értékek. Végül, a Battonya-hát területén, ahol az alapkőzet közelebb van a felszínhez a földi hőáram értékek is magasabbak.



14. ábra. A mozgássebességek és a különböző földtani adatok összefüggése

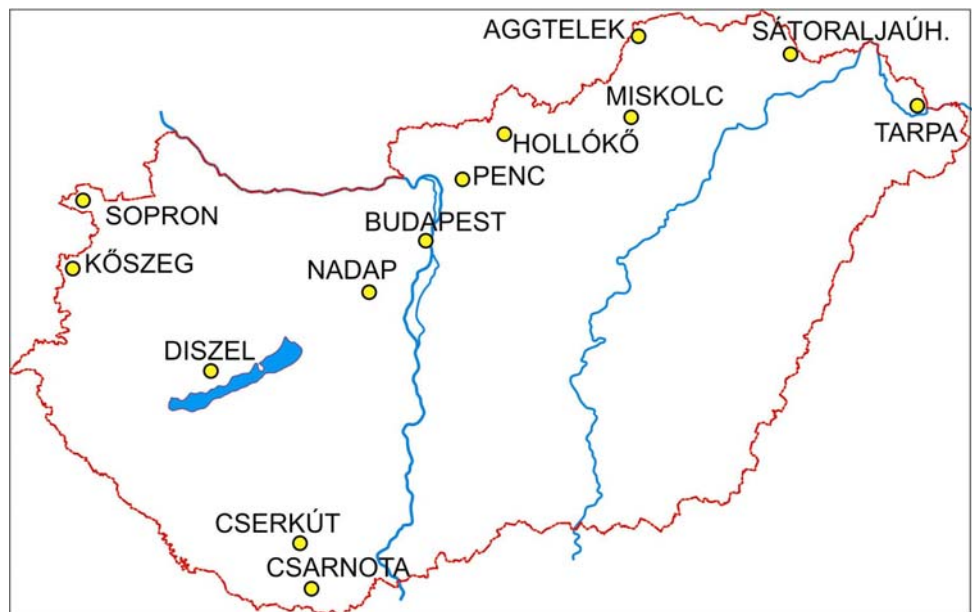
A mozgások még részletesebb megismeréséhez csak úgy lehetne hozzáfogni, ha a közel 4 000 km hosszúságú vizsgálati hálózat újramérése is megtörténne. Emellett természetesen egyes részterületeken is indokolt helyi vizsgálati hálózatok létrehozása és ezek rendszeres újramérése.

GPS és műholdas radarvizsgálatok a különféle mozgások kimutatására

Mind a GPS, mind a műholdas radarvizsgálatok forradalmi fejlődést hoztak a mozgásvizsgálatokban. A GPS akár a globális, akár a lokális mozgások kimutatására felhasználható, a műholdas radartechnika inkább a lokális, az emberi tevékenységhez kapcsolódó mozgások kimutatására és monitorozására alkalmas elsősorban.

A Földmérési Intézet Koszmos Geodéziai Observatóriumának közreműködésével 1991-ben kezdődött el a jelenkori kéregdeformációk szélső pontosságú mozgásvizsgálata a GPS technika alkalmazásával, miután döntés született a 15. ábrán látható 13 pontból álló speciális GPS hálózat, – angol nyelvű rövidítéssel a HGRN (Hungarian GPS Geodynamic Reference Network) hálózat – létrehozásáról. Ezt a GPS geodinamikai hálózatot már 1991-ben kialakították, a pontok állandósítását olyan kiválóan sikerült megoldani, hogy az ismételt GPS mérések során az antennákat 0.1 mm pontossággal lehetséges az eredeti helyzetükbe visszaállítani. Ezzel a megoldással a HGRN európai szinten is az egyik legjobb geodinamikai hálózat. A pontállandósítás technológiáját több ország – így pl. Belgium, Ukrajna és az ERPA is – átvette tőlünk. A pontok kialakításánál és elhelyezésénél a legfontosabb szempont a stabilitás volt, így elsősorban azokat a szilárd sziklakibúvásokkal rendelkező helyszíneket keresték, ahol a pontok állandósítását és a GPS antennák visszaállíthatóságát a lehető legkedvezőbben meg lehetett oldani. Ennek viszont az lett a következménye, hogy az egész Alföldön, il-

letve a Kisalföldön egyetlen pont sem létesült, így ezek a fontos területek kimaradtak a mérésekből.

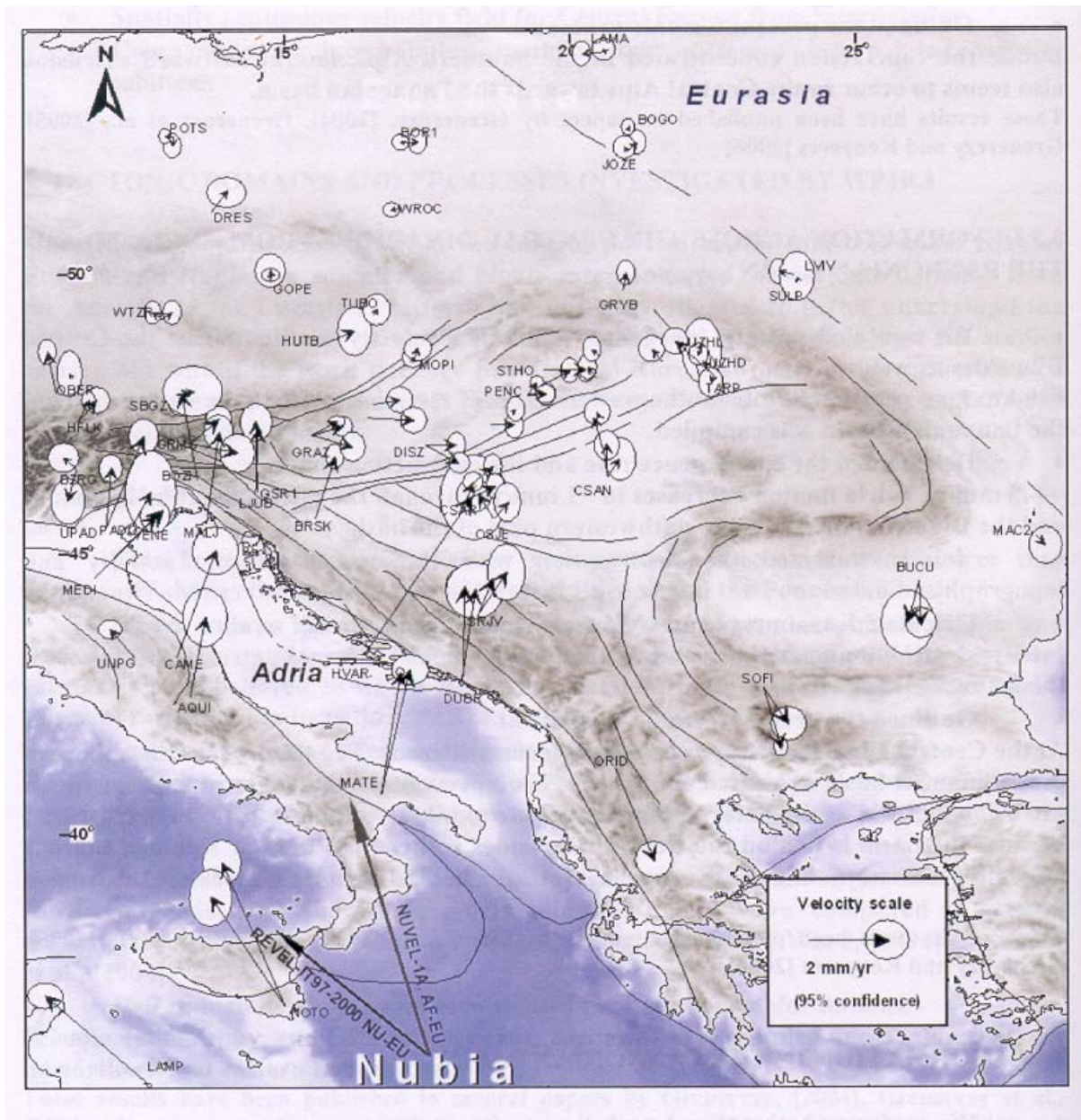


15. ábra. Az 1991-es telepítésű magyarországi GPS geodinamikai állomások

Ennek a problémának a megoldására a GPS kerethálózat pontjainak bevonása ígér lehetőséget. Ennek a kerethálózatnak a pontjai szintén jó állandósítással rendelkeznek, a pontokat hatalmas betontömbökben állandósították általában ugyanazzal a módszerrel, mint a HGRN pontok esetében. A GPS kerethálózat alföldi, kisalföldi és a Dunántúli dombvidéken található pontjai nagyon jól kiegészítik a HGRN geometriáját, amivel már egységes országos lefedettséget lehetne biztosítani. Mivel a kerethálózat pontjait 1991-ben már megmérték, egy esetleges újraméréssel 2011-ben már 2 évtizedes időbázisunk lehetne. Sajnos azonban ezt a kerethálózatot a HGRN hálózattal együtt még egyszer sem sikerült újramérni, – bár éppen most tervezik ennek a megvalósítását.

A hazai sikerek alapján, magyarországi kezdeményezésre 1994-ben létrejött és kiépült a Közép-európai GPS geodinamikai hálózat – angol nyelvű rövidítéssel a CEGRN (Central European GPS Geodynamic Reference Network). A hálózatnak és az ehhez kapcsolódó mérési programnak jelenleg már 14 európai ország a résztvevője. Ugyancsak magyar kezdeményezésre hozták létre 2001-ben a CEGRN konzorciumot, amely azóta is magyar vezetéssel működik. Időközben a permanens GPS állomások belépésével egyre több mozgásvizsgálati pont van a hálózatban, jelenleg a permanens állomások részaránya már magasabb 50%-nál. A mérési adatok feldolgozásával kapcsolatosan igen magasak a követelmények, a koordináták meghatározása utólagosan számított igen pontos műholdpálya adatokkal, megfelelő ionoszféra és troposzféra modellek alkalmazásával, a nehézségi erőtér, a Föld forgási jelenségeinek, a relativisztikus hatások és az árapály megfelelő figyelembe vételével történik.

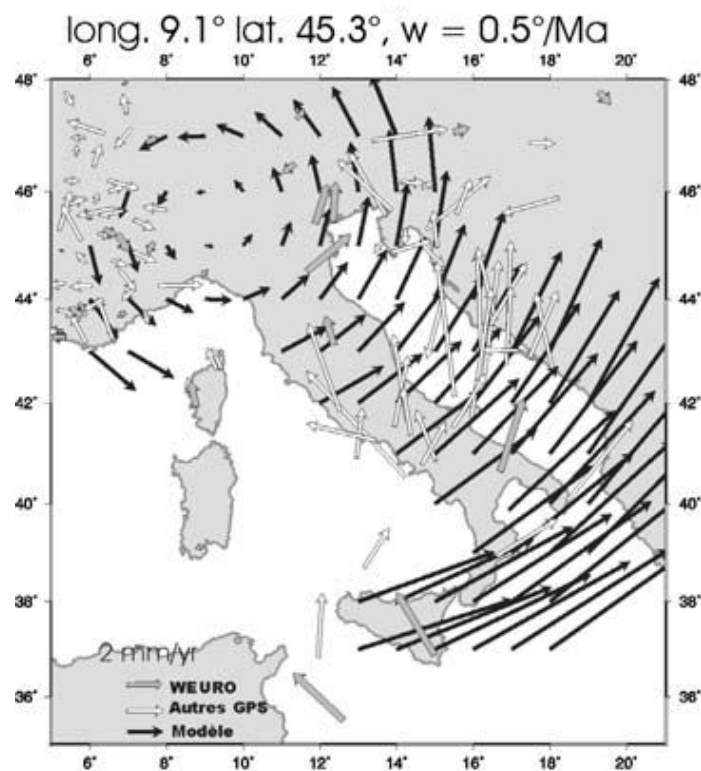
Az eredmények áttekintése során először a 16. ábrán egy kéregmozgási sebesség térképet mutatunk be. Az ábrán átlagosan 10-15 éves GPS mérési sorozatból meghatározott sebesség értékek szerepelnek. A látható sebesség-mező a Közép-európai térség jelenkori mozgásvi-szonyait szemlélteti, amelyen az egyik fontos információ az Eurázsiai lemez belső stabilitása. Emellett sok más fontos információ is leolvasható: így nyomonkövethető az Adriai mikro-lemez mozgása, az Alpokkal történő ütközése, az Alpok északi részének mozgása, látható, hogy a Dinaridákban mi zajlik, látszik a Pannon-medence összenyomódása, és megfigyelhető a délkeleti mozgásokhoz kapcsolódóan az Égei mikrolemez “szívó” hatása is a Pannon térségre.



16. ábra. A pannon-térség jelenkori kéreg-deformációja GPS adatok alapján (Grenerczy et al, 2007)

Sok, és meglehetősen részletes vizsgálat történt az Adriai mikrolemez mozgására vonatkozóan. Korábbi VLBI mérésekből, szeizmikus adatokból, és a GPS mérésekből sikerült megállapítani az Eurázsiai lemezhez viszonyított elfordulásának (Euler-)pólusát és szögsebességét (17. ábra). Ez a pólus az Alpok nyugati területére esik, és a forgás az óramutató járásával ellentétes irányú. Ennek megfelelően az Adriai mikrolemez Alpok felé eső része 2.5 mm/év, a délebbi része a Dinaridák területén már 4 mm/év sebességgel mozog észak, északkeleti irányban. Az elfordulás pólushelyzete és szögsebessége annak függvényében változhat, hogy mely GPS adatokat vesszük be a számításokba. Ha Észak-afrikai adatok alapján számolunk, akkor a mért sebesség adatoktól eléggé jelentős eltérések adódnak, és ha ezt is hozzávesszük az Adriai mikrolemez elfordulási pólushelyzetének meghatározásához, akkor a pólus más helyre adódik és a szögsebesség is jelentősen megváltozik. Ezért nagy valószínűséggel az Adriai mikrolemeznek a 16. ábrán látható szeizmikus zónán túli merevnek tekinthető déli része nem mozog teljesen együtt a szintén merevnek tekinthető északi résszel, ezért valószínű,

hogy a Belgrád-Dubrovnik közötti szeizmikus zónában valamilyen fregmentáció zajlik a jelenben. Ugyanakkor a statisztikai tesztekkel világosan kimutatható, hogy az Adriai mikrolemez egésze függetlenül mozog Euráziától és Núbiától is.

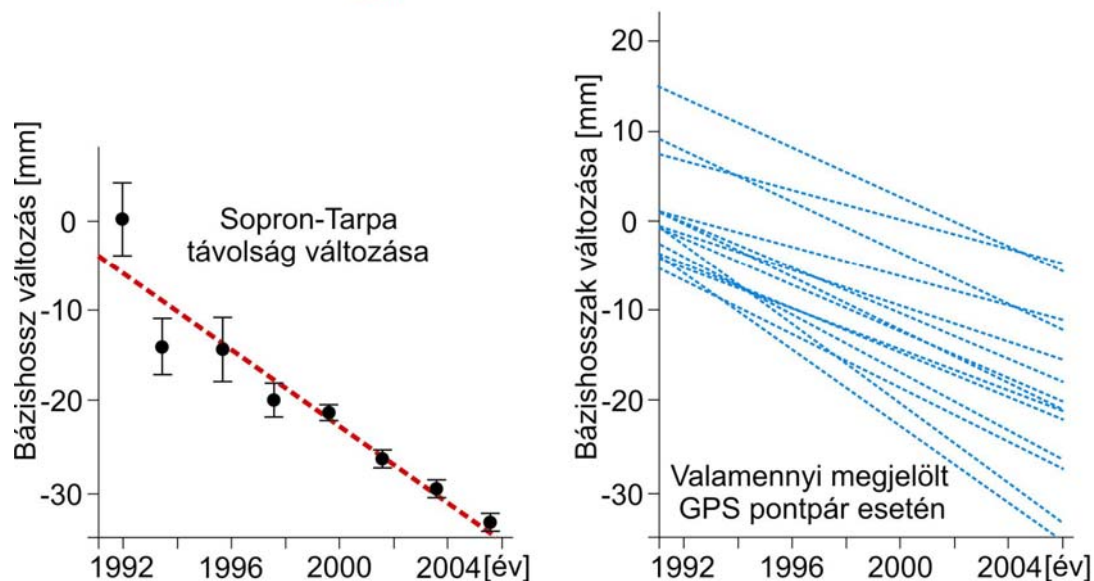
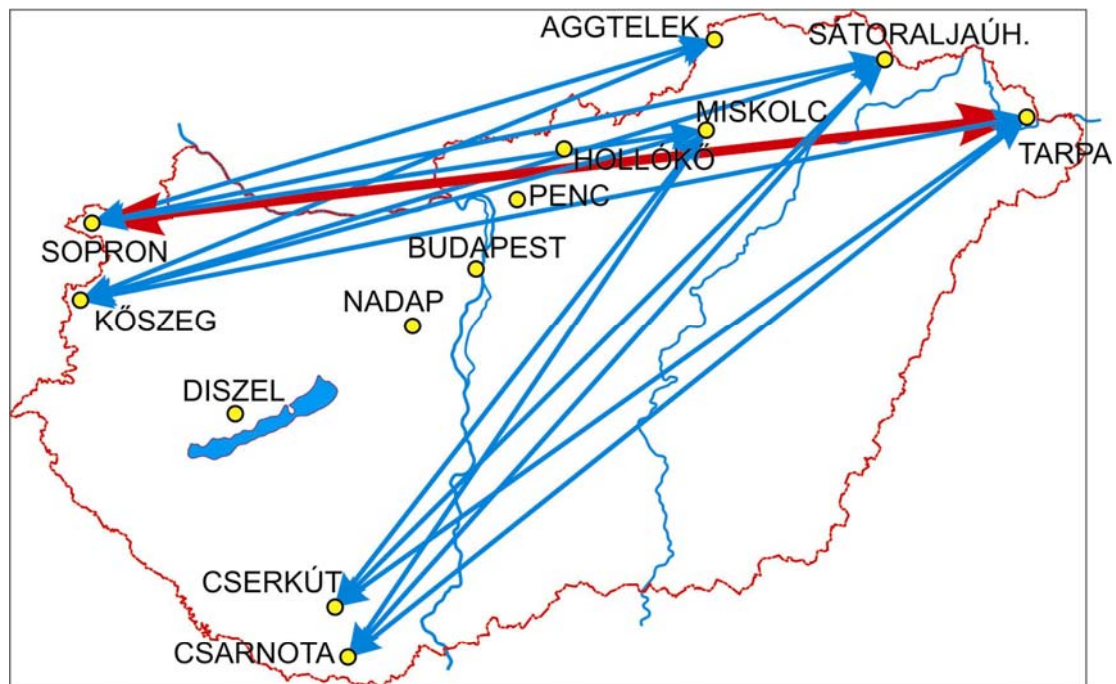


17. ábra. Az Adriai-mikrolemez kinematikája: a fekete nyilak a modell mozgását mutatják, a szürke nyilak a permanens GPS állomások mérései, a fehér nyilak a különböző GPS kampányok méréseit ábrázolják. (Calais et al, 2002)

Ha megnézzük az Adriai lemez északi, észak-keleti határait és megvizsgálunk néhány egyéb topográfiai, szeizmicitás és GPS mérésekből adódó sebesség adatokat, akkor láthatjuk, hogy az Adriai lemez ezen a részén 2.5 mm/év sebességgel mozog észak felé. Az ehhez kapcsolódó szeizmicitás alapvetően az Alpok déli részére koncentrálódik, és ahogyan a GPS sebességek is mutatják, az északias mozgás energiája az ütközés mentén a déli Alpokban egy kb. 70 km széles zónában nyelődik el – az Alpok középső és északi része jelenkori kontrakciót már nem szenved. Az Alpok előterében azért ilyen keskeny ez a kontrakciós zóna, mert a mögötte lévő Cseh-masszívum meglehetősen merev ahhoz, hogy a deformációt elviselje. Így a Pannon-medencétől nyugatra, az Adriai mikrolemez és a merev európai kéreg ütközőzónájából a kéreg egy része a Pannon-medence felé préselődik ki, ami nyugati irányból a vékony és gyenge pannon litoszférába nyomul. E keleti irányban kipréselődött litoszféra rész mozgási energiája a Pannon-medence középső részein nyelődik el, ami igen jól tükröződik a medence középső részein tapasztalható nagyobb szeizmikus aktivitásban, így pl. a Komárom-Várpalota közötti zóna erősebb földrengés tevékenységében. Ettől a szeizmikus zónától nyugatra a GPS mérések szerint 1.2 mm/év körüli keleti irányú sebességvektorok adódnak, míg a zónától keletre alig mérhető elmozdulások.

Délebbre, a Dinaridák területén nehezebb a pontos kép kialakítása, itt ugyanis lényegesen ritkábbak a GPS mozgásvizsgálati pontok. A sebességvektorok szerint az Adriai mikrolemez a délebbi merev részén 4-5 mm/év sebességgel mozog észak, észak-keleti irányba. Ezek a sebességek néhány partmenti szigeten, pl. Dubrovnikban elhelyezett GPS mérési pontok adatai alapján 2.5 mm/év értékre csökkennek, és ezek a sebesség értékek a Dinaridákon

keresztül egészen a Pannon-medencéig megmaradnak. Ez azt jelenti, hogy ennek a 2.5 mm/év mozgásnak megfelelő energia egészen a Pannon-medencéig még 200-300 km távolságon keresztül sem nyelődik el (összehasonlításként, az Alpok előterében ez egy alig 70 km széles zónában megtörténik).



18. ábra. A GPS állomáspárok közötti távolságok változása (Grenerczy et al, 2007)

Összefoglalva a GPS vizsgálatok eredményeit egyértelműen látható, hogy a Pannon-medence két irányból is összenyomódik, egyrészt a már említett nyugati irányból, és amiatt, hogy a Dinaridák nem képesek elnyelni az Adriai lemez mozgási energiáját, déli irányból is. Mivel a vékony Pannon-litoszfára reológiai szempontból messze nem olyan erős, mint az európai kéreg, ezért nincs arra lehetőség, hogy bármilyen irányba kipréselődjön, inkább deformálódik, összenyomódik. Mindez igen jól látható azokból a vizsgálatokból, amelyek az egyes hazai GPS mozgásvizsgálati pontpárok közötti távolságok változát mutatják különböző időpontokban. A 18. ábrán néhány magyarországi GPS állomáspár közötti távolságcsökkenés

idősora látható 1991-től napjainkig; példaként külön kiemelve látható a Sopron - Tarpa közötti távolság változása. Megállapítható, hogy a vizsgált pontok közötti távolságcsökkenés átlagosan 1.5 mm/év, vagyis a Pannon-medencén belül mindenütt térrövidülés tapasztalható. Mindez arra utal, hogy a vékony, képlékeny Pannon-litoszféra nyeli el a nyugatról és a délről egyaránt ható jelenkori kompressziós feszültségeket.

A GPS technika mellett a műholdas radartechnika inkább a lokális, az emberi tevékenységhez kapcsolódó mozgások kimutatására és monitorozására használható igen előnyösen, jól kiegészítve a GPS mozgásvizsgálatokat. A műholdas radar-interferometria olyan mérési módszer, amely nagy területen pontállandósítás, és bármilyen külső terepi munka nélkül képes meghatározni a földfelszín és az emberi létesítmények, szerkezetek egészen kicsi magasságváltozásait milliméteres, vagy bizonyos esetekben akár tized mm pontossággal. Az eljárás alapelve igen egyszerű, a Föld körül mintegy 800-900 km magasságban keringő ERS-1/2 műholdak radarjeleket kibocsátanak ki a Föld irányába, majd az egyes Földi objektumokról, az ún. szórópontokról visszavert hullámokat rögzítik. Ezek a szórópontok lehetnek akár természetes, akár mesterséges objektumok (pl. épületek, építmények különböző részei, vagy bármely olyan jól azonosítható felületek, amelyekről a radarhullámok határozottan visszaverődnek). A műholdak a visszavert hullámok regisztrálásával 35 napos ismétléssel készítenek felvételeket 1995 óta folyamatosan a Föld szinte teljes felszínéről. Az így képződött hatalmas műholdradar adatbázis új és hatalmas lehetőséget nyújt a földfelszín és az ember alkotta szerkezetek mozgásának és deformációjának igen nagy pontosságú vizsgálatára, a Föld szinte bármely területén egészen 1992-ig visszamenőleg. A radarjeleket visszaverő objektumok magassági elmozdulása a radar adatok archívumában fellelhető ugyanazon helyről (szórópontról) különböző időpontokban készült felvételek összehasonlításával határozható meg. Két különböző megoldási eljárás terjedt el, a differenciális szintetikus aperturájú műholdas radar-interferometria és az állandó szórópontok interferometriája (permanent scatterres interferometry).

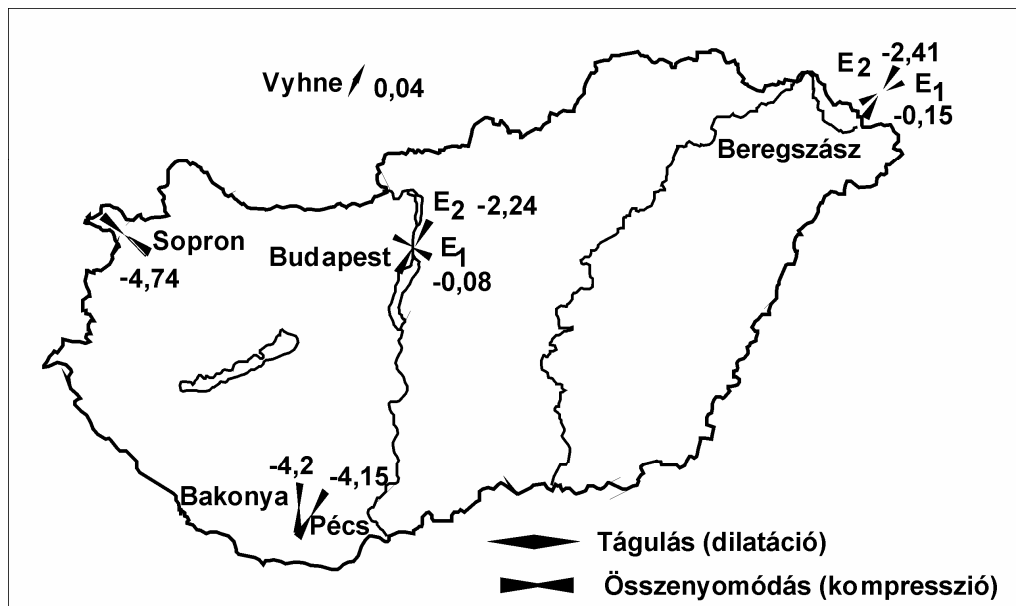
Országos méretű mozgásvizsgálatokat is lehetne végezni nem beépített területeken a radar-interferometriás módszerrel, amennyiben mesterséges szórópontokat létesítenénk megfelelő helyeken és megfelelő pontsűrűséggel. Ennek a lehetőségnek a kihasználása mindenképpen megfontolandó a közeli jövőben.

Lokális geodinamikai vizsgálatok

Az MTA Soproni Geodéziai és Geofizikai Kutatóintézetében elsősorban extenzométerekkel, újabban pedig fűrőlyuk-dőlésmérőkkel is folynak geodinamikai kutatások. Mivel a mozgások rendkívül lassú folyamatok ugyanakkor a műszerek érzékenysége ehhez képes kicsi, ezért hosszú idejű megfigyelésekre van szükség a mozgások kimutatása céljából.

Az extenzométerekkel lehetőség van viszonylag nagyobb távolságok időben folyamatos, szélső pontosságú meghatározására (akár 20-30 méteres távolságot nanométer pontossággal meg lehet mérni). Igaz ugyan, hogy erre kézenfekvőbbnek látszik lézer alkalmazása, és vannak is lézeres extenzométerek, de ezek egy része a gyakorlatban sajnos inkább a légnyomás változását méri. Érdekes megemlíteni, hogy a Szent András törésvonal mentén, ahol évente több centiméteres elmozdulások tapasztalhatók, vannak igen hosszú, kb. másfél kilométeres hosszúságú lézeres extenzométerek is. Fontos megjegyezni, hogy a mérés jellegéből adódóan az extenzométerek olyan különleges műszerek, amelyek esetében a két pillér közötti alapközet is a műszer „tartozéka”, hiszen végül is ennek a megnyúlását, illetve deformációját mérjük. Következésképpen a megfigyelési helynek a stabilitása alapvetően fontos hatással van a műszer működésére.

Magyarország első két extenzométerét a 80-as évek elején, illetve a 80-as évek végén az ELGI telepítette a budapesti Mátyás-barlangban, mindkettőt az MTA GGKI érzékelőjével el látva, a földi árapály vizsgálatára. A következő kvarccsöves extenzométert MTA GGKI 1990-ben hozta működésbe a földi árapály, és a tektonikus mozgások vizsgálata céljából Sopronbánfalván. Időközben jó együttműködés alakult ki az Ukrajnában lévő beregszászi obszervatóriummal, és újabban szoros az együttműködés a szlovák Vyhne-i obszervatóriummal is. Pécssett az uránbányában telepített műszer már ténylegesen a lokális deformációk mérésére létesült – de miután a bányát 1999-ben bezárták, a megfigyelési hely víz alá került és a mérési sorozat megszakadt. Ezen kívül vannak még Lazeceben, illetve Moxa-ban a Jénai Egyetemmel közösen telepített műszerek, de ezekkel egyelőre nincs mérési kapcsolat. A 19. ábrán a Pannon-medencében és környezetében elhelyezett extenzométeres állomások, a műszerek azimutja és az extenzométerekkel mért relatív elmozdulások sebességértékei ($10^{-6}/\text{év}$ egységben) láthatók összefoglalva. Szoros nemzetközi együttműködésben komoly kutatások folynak a környezeti hatások kiszűrésére, a lokális, a környezeti, a meteorológiai, a topográfiai, a hőmérsékleti, a talajvíz és az egyéb hatások kutatása területén, mind az extenzométeres, mind a szupravezető graviméterrel rendelkező obszervatóriumok környezetében. Megállapítható, hogy valamennyi extenzométeres mérés eredményei teljes összhangban vannak a Pannon-térség kompressziós feszültségterének megfelelő deformációkkal.



19. ábra. Extenzométerekkel mért relatív elmozdulások sebességei ($10^{-6}/\text{év}$) és irányai a Pannon-medencében. Az elmozdulások irányai megegyeznek az extenzométerek azimutjaival (Mentes, 2007).

IRODALOM

- Bada G, Windhoffer G, Szafián P, Dövényi P (2004): Feszültségter Európában és a Pannon-medence térségében: adatok, modellek és geodinamikai alkalmazások. ELTE Geofizika Tsz. (<http://geophysics.elte.hu/dolgozok/feszultsegtter%20europaban%20es%20pannon-medenceben.pdf>)
- Calais E, Nocquet J.-M, Jouanna F, Tardy M (2002), Current Extension in the Central Part of the Western Alps from Continuous GPS Measurements, 1996–2001, *Geology* 30–7, 651–654.

- Grenerczy Gy, Fejes I (2007): A magyarországi GPS mozgásvizsgálatok 16 éve. Geodézia és Kartográfia, LIX. (7), pp 3-9.
- Horváth F (2004): A Pannon-medence jelenkori geodinamikájának atlasza http://geophysics.elte.hu/atlas/geodin_atlas.htm
- Horváth, F, Cloetingh, S., (1996): Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. Tectonophysics, 266: 287-300.
- Joó I (1996): A földfelszín magassági irányú mozgásai Magyarországon. Geod. és Kart. (48) 4 pp. 6-12.
- Joó I (2004): A vertikális felszínmozgások sebességeinek és hányadosainak hatók szerinti szétválasztása. Geod. és Kart. (56) 10 pp. 16-20.
- Joó I, Balázsik V, Guszlev A, Végső F (2006): A függőleges felszínmozgások feltételezett „okozói” hatásának szétválasztása és bemutatása a Középső-Tisza és a Kőrösök vidékén. Geod. és Kart. (58) 4 pp. 17-23.
- Geodyn. (2007), Posgay K, Takács E, Szalai I, Bodoky T, Hegedűs E, Kántor J I, Tímár Z, Varga G, Bérczi I, Szalay Á, Nagy Z, Pápa A, Hajnal Z, Reilkoff B, Mueller S, Ansorge J, De Iaco R, Asudeh I (1996): International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. Geophysical Transactions. (40) 1-2 pp. 1-44.
- Mentes G (2007): Observation of recent tectonic movements in the Pannonian Basin. Journal of Geodynamics
- Ruszkiczay-Rüdiger Zs, Dunai T, Fodor L, Bada G, Leél-Őssy Sz, Horváth E. (2005): A negyedidőszaki függőleges kéregmozgások számszerűsítése a Duna völgyében a korábbi kronológiai adatok és új, kozmogén ³He kitértései alapján, Földtani Közlöny
- Tóth, L., Mónus, P., Zsíros, T. és Kiszely, M., (2002): Hungarian Earthquake Bulletin 2001. GeoRisk Földrengéskutató Intézet – MTA GGKI, Budapest, 77 p.