

8. AZ ISMÉTELT GEODÉZIAI MÉRÉSEK EREDMÉNYEINEK GEODINAMIKAI ÉRTELMEZÉSE

Korábban a geodéziában a statikus szemléleti mód uralkodott, amely szerint a geodéziai mérések szempontjából a Földet olyan véglegesen kialakult és megszilárdult égitestnek tekintették, amelyen már nem kell számolni sem a felszín, sem a belső tömegelrendeződés további változásaival. Emiatt az egyszer már meghatározott különféle helymeghatározó adatokat mindenkorra véglegesen tekintették; és ha valamely területen mégis sor került ismételt nagy szabatosságú geodéziai mérésekre, akkor a jelentkező eltéréseket inkább a korábbi mérések alacsonyabbnak vélt megbízhatóságával, mint különböző geodinamikai folyamatok következményeivel magyarázták.

Századunk nagy tudományos felismerései (pl. a kontinensek vándorlása, a lemeztektonika, a Föld belső tömegátrendeződési folyamatai stb.), valamint a műszer és a mérés technika rohamos fejlődése alapvetően megváltoztatták a geodéziában a korábbi statikus szemléletet. A földtudományok felismeréseit követően kialakult a dinamikai szemlélet, a műszer és a mérés technika fejlődésével pedig felmerült az ismételt mérések során a mérési hibák és a geodinamikai folyamatok következtében fellépő változások különválasztásának lehetősége.

A geodinamikai folyamatok a Föld globális mozgásaiban, a földfelszíni pontok elmozdulásában és a nehézségi erő tér időbeli változásában tükröződnek. Ezek közül a geodéziai mérésekkel elsősorban a Föld felszínén levő pontok elmozdulásait igyekezünk meghatározni. (Ezzel kapcsolatban megjegyezzük, hogy a geodéziai gyakorlatban helytelenül a *felszínmozgások* helyett földkéreg-mozgásokról szokás beszélni, noha a Föld mélyebb részeinek (pl. a kéreg alsó részének) mozgását nem tudjuk geodéziai mérésekkel meghatározni.) A vizsgálatok során általában külön szokták választani a Föld felszínével párhuzamos irányú vízszintes (horizontális) és az erre merőleges irányú, függőleges (vertikális) irányú felszínmozgásokat. A horizontális és a vertikális irányt azonban csupán azért szokás különválasztani, mert a mérés technikai adottságaink folytán az elmozdulásoknak ezt a két összetevőjét tudjuk a klasszikus, geodéziai mérésekkel közvetlenül meghatározni. A függőleges mozgások vizsgálata tekintetében kiemelkedően nagy jelentősége van az ismételt szabatos szintezéseknek és a nehézségi gyorsulás méréseknek, míg a vízszintes irányú mozgások vizsgálatánál az ismételt vízszintes helymeghatározásoknak, a távméréseknek és újabban a kozmikus geodéziai méréseknek van fontos szerepük.

Az ismételt geodéziai mérések eredményeinek geodinamikai értelmezése során elsősorban a nehézségi erő tér szekuláris és hosszú periódusú időbeli változásai, valamint egyéb okok miatt igen nagy nehézségek merülnek fel. A következőkben – elsősorban BIRÓ professzor kutatási eredményeit felhasználva – ezekkel a problémákkal foglalkozunk.

8.1 A földfelszín vízszintes mozgásainak vizsgálata

A vízszintes irányú elmozdulások vizsgálatának és értelmezésének tárgyalása során külön kell választanunk a helyi (lokális) és a Föld egészére kiterjedő globális mozgásokat.

A kisebb területekre kiterjedő *lokális elmozdulások* vizsgálatához helyi, nagy szabatosságú vízszintes geodéziai alaphálózatokat létesítenek és az alaphálózati méréseket – elsősorban modern elektronikus távmérők alkalmazásával – bizonyos időközönként megismétlik. Ilyen vizsgálatokat végeznek pl. a kaliforniai Szent-András-törésvonal mentén, vagy pl. a 2.46 ábrán látható Tokió környéki területen. Ebben az esetben, ha az ismételt mérések eredményei közötti eltérések mértéke meghaladja a mérési megbízhatóságot, akkor a mérési eredmények geodinamikai értelmezése (a vízszintes elmozdulások megállapítása) viszonylag egyszerű feladat.

A vízszintes irányú *globális elmozdulások* vizsgálatának klasszikus geodéziai módszere az ismételt szabatos földrajzi helymeghatározás. Ezen mérések eredményeinek geodinamikai értelmezése igen bonyolult feladat, mert a koordinátaváltozásokat több különféle hatás együttesen idézi elő. Az egyes koordináták időbeli megváltozása csak akkor jelent felszínmozgást, ha a mérések között eltelt időben a vonatkozási rendszer megfelelő elemei az időben változatlanok [16].

A földfelszíni pontok helyzetét vízszintes értelemben megadó földrajzi koordináták, a pont helyi függőlegesének helyzetét a Föld forgástengelyéhez (földrajzi szélesség), illetve valamely kezdő-meridiánsíkhöz (földrajzi hosszúság) viszonyítva határozzák meg. Mindkét koordináta értelmezésében tehát szerepe van a Föld forgástengelyének, amit fizikai értelemben a Föld forgási szögsebességvektora képvisel. Ez a vonatkozási rendszerünk egyik alapeleme. A meghatározandó ponton átmenő függőleges irányt a nehézségi erő vektora jelöli ki, ezért a vonatkozási rendszerünk másik alapeleme a nehézségi erőter.

Az ismételt földrajzi helymeghatározások eredményeiben tapasztalható időbeli eltérésekben a tényleges felszínmozgások mellett a vonatkozási rendszer fenti elemeinek időbeli változása is fontos szerepet játszik. Egyrészt a nehézségi erőter időbeli megváltozása miatt elfordulhat a helyi függőleges iránya - és ezzel megváltozik a meghatározandó szögek egyik szárának térbeli helyzete; de ettől függetlenül a pólusmozgás következtében ugyanezen szög másik szárának térbeli iránya is folytonosan változik. Ennek megfelelően a földrajzi helymeghatározások során olyan irányok közötti szögeket mérünk, amelyek mindegyike időben változik (az egyik irány a pólusmozgás következtében, a másik irány részben a valódi felszínmozgások, részben pedig a nehézségi erőter időbeli változása miatt változik).

Mindebből az következik, hogy amennyiben a mérési hibákat és a valódi változásokat sikerül is szétválasztani, pusztán az ismételt földrajzi helymeghatározások eredményeiből (a j és a l szög változása alapján) a nehézségi erőter időbeli változásának hatását, a pólusmozgást és a valódi felszínmozgásokat nem lehet különválasztani. Ráadásul földrajzi helymeghatározással a földfelszíni pontok vízszintes koordinátái néhány szabályos hibaforrás (pl. a csillagászati refrakció) miatt csak néhány méter megbízhatósággal határozhatók meg, ezért a globális vízszintes felszínmozgások vizsgálatához meg lehetőségen hosszú időközökre van szükség.

Újabban a geodinamikai kutatásokban kozmikus geodéziai módszereket is alkalmaznak. Ma még általában ezzel a módszerrel sem biztosítható néhány méternél nagyobb megbízhatóságú koordinátameghatározás, de a közeljövőben főként a doppleres és a lé-

zertávmérős megfigyelésektől a mérési eredmények megbízhatóságának jelentős növekedése várható.

A kozmikus geodéziai módszerekkel térbeli derékszögű geocentrikus koordinátákat kapunk. Ebben az esetben a Föld tömegközéppontja a forgási szögsebességvektora és valamely kezdőmeridiánsik a vonatkozási rendszer alapelemei. Az ismételt mérési eredmények geodinamikai értelmezése ebben az esetben sem egyszerűbb feladat, mivel most a koordinátaváltozásokat a mérési hibákon kívül a valódi felszínmozgások, a Föld tömegközéppontjának eltolódása és a pólusmozgás együttesen okozhatják. (A Föld tömegközéppontjának jelentős elmozdulását többek között pl. a belső excentrikus földmagnak a kisebb sűrűségű folyadékszerű külső magban feltételezett elmozdulása idézheti elő.)

Az említett változások szétválasztása egyetlen pontban, vagy kisebb területeken, csupán kozmikus geodéziai mérésekkel végzett ismételt koordinátameghatározások alapján nem lehetséges. A globális vízszintes felszínmozgások és a szekuláris pólusmozgás szétválasztására már ugyan több elképzelés született [93], a napjainkig rendelkezésre álló megfigyelési anyag azonban erre a célra pontatlansága és rossz földrajzi eloszlása miatt nem megfelelő.

8.2 A földfelszín függőleges mozgásainak vizsgálata

A jelenlegi függőleges felszínmozgások vizsgálatának általánosan alkalmazott geodéziai módszere az ismételt szabatos magasságmérés. Az utóbbi évtizedekben a szabatos színtezések már olyan nagyfokú megbízhatóságot értek el, hogy lehetőségessé vált a földfelszínen kijelölt egyes pontok magasságának az emberélethez viszonyított rövidebb idő (1-2 évtized) alatt bekövetkező megváltozásainak kimutatása is.

Mindezen vizsgálatoknak és egyben minden eddigi magasság-meghatározásnak ki nem mondott – de hallgatólagosan elfogadott – alapfeltevése az, hogy a magasságok mérésekor viszonyítási alapként felhasznált szintfelületek térbeli helyzete az időben változatlan [18]. Az 5.5 fejezetben, a nehézségi erőtér időbeli változásainak tárgyalásakor láthattuk azonban, hogy az erőtér időbeli változásai miatt a potenciálfelületek helyzete nem állandó. Mivel az erőtér változásának mértéke a hely függvénye, ezért a szintfelületek függőleges értelmű eltolódása helyenként általában különböző mértékű. Következésképpen a Föld két felszíni pontjának magasságkülönbsége az erőtér megváltozásának következtében akkor is megváltozik, ha a Földet teljesen merevnek képzeljük, és így a pontok abszolút térbeli, illetve egymáshoz viszonyított relatív helyzete teljesen változatlan. Eszerint valamely két pont magasságkülönbségének észlelt megváltozása nem feltétlenül jelenti a két pont egymáshoz viszonyított helyzetének függőleges irányú megváltozását; a magasságkülönbség megváltozása származhat egyszerűen az erőtérnek időközben bekövetkezett megváltozásából is [16].

Abban az esetben, ha Földünk tömege ideális folyadék volna (felszínén a potenciál nem változna), akkor a földfelszín alakja teljes egészében követné a szintfelületek eltolódását. Ebben az esetben az erőtér időbeli megváltozásának hatására a magasságkülönbségekben semmiféle változást nem tapasztalnánk, annak ellenére, hogy a különböző földfelszíni pontok a szintfelületek eltolódásának megfelelő mértékben elmozdulnának.

Földünk azonban nem teljesen merev és nem is ideális folyadék, hanem rugalmas alakváltozásokra képes tömeg, így az erőtér időbeli változásait bizonyos mértékű rugalmas alakváltozással követi. A nehézségi erőtérben bekövetkező bármilyen változás esetén te-

hát egyrészt eltolódnak az erőtér szintfelületei, másrészt megváltozik az egyes földfelszíni pontok abszolút térbeli, és általában egymáshoz viszonyított magassági helyzete (akkor is, ha a pontok környezetében semmiféle geológiai vagy tektonikai eredetű mozgás nem lépett fel).

Megállapíthatjuk tehát, hogy általános esetben az egyes földfelszíni pontok magassága akár a nehézségi erőtér időbeli változása következtében, akár geológiai-tektonikai okok miatt megváltozhat. Az ismételt szabatos szintezésekkel és az ehhez tartozó gravitációs mérésekkel azonban a felszín valóságos (abszolút) függőleges elmozdulása helyett csupán a földfelszíni pontnak és a kezdeti helyzetben rajta átmenő szintfelületnek az egymáshoz viszonyított relatív elmozdulását tudjuk meghatározni.

8.3 Az ismételt g mérések eredményeinek értelmezése

Az alábbiakban röviden megvizsgáljuk, hogy valamely földfelszíni pontban a nehézségi gyorsulás megváltozásából milyen geodinamikai következtetéseket vonhatunk le – és hogy egyáltalán valamely földfelszíni pontban a nehézségi gyorsulás megváltozásából következtethetünk-e az erőtér időbeli változására, vagy az adott pont esetleges elmozdulására.

A Föld felszínén a nehézségi gyorsulás bármilyen okból bekövetkező elemi kis megváltozása elvileg a

$$dg = \frac{\partial g}{\partial W} dW \quad (8.1)$$

összefüggéssel fejezhető ki. Ez azonban ilyen alakban könnyen félrevezető, mivel úgy tűnik, hogy a g megváltozásából kiszámítható a nehézségi erőtér potenciáljának dW megváltozása.

Valójában a (8.1)-ben szereplő dW a Föld felszínének adott pontjában a teljes potenciálváltozás értékét jelöli. A potenciálnak ez a megváltozása azonban két egymástól teljesen független okra vezethető vissza [17]. Az egyik lehetséges ok a nehézségi erőtér nem árapály jellegű megváltozása (ami az erőtérrel keltő belső tömegek átrendeződésére és elmozdulására vezethető vissza), a másik lehetséges ok viszont az lehet, hogy különböző geológiai folyamatok (pl. kőzetkompakció stb.) következtében maga az észlelési hely mozdul el a térben és ezáltal más potenciálértékű helyre kerül.

Ezeknek megfelelően a dW potenciálváltozás két részre bontható:

$$dW = \delta W + \delta W(r) \quad (8.2)$$

ahol dW a belső tömegátrendeződések következtében fellépő, $\delta W(r)$ pedig a földfelszín elmozdulása miatt fellépő potenciálváltozás. Ez utóbbi kifejezhető a nehézségi erő által a δr elmozdulás során végzett munkával :

$$\delta W(r) = -g_r \delta r$$

és ezzel a (8.1) a

$$dg = \frac{\partial g}{\partial W} \delta W - \frac{\partial g}{\partial W} g_r \delta r$$

formában is felírható. A $\partial g / \partial W$ differenciálhányados azonban másképp is kifejezhető:

$$\frac{\partial g}{\partial W} = \frac{\partial g}{\partial r} \frac{\partial r}{\partial W} = -\frac{1}{g_r} \frac{\partial g}{\partial r}$$

ahol $\partial g / \partial r$ a nehézségi gyorsulás \mathbf{r} irányú gradiense, g_r pedig a nehézségi gyorsulás \mathbf{r} helyvektor irányú összetevője.

Mindezeket figyelembe véve a nehézségi gyorsulás bármilyen okból történő megváltozása:

$$dg = \frac{\partial g}{\partial W} \delta W + \frac{\partial g}{\partial r} \delta r \quad (8.3)$$

Az ismételt nehézségi gyorsulás mérésekből a kifejezés bal oldalán álló dg értéket tudjuk meghatározni és ebből akarunk következtetni vagy a δW megváltozására pontosabban az erőter nem árapály jellegű változására), vagy az adott földfelszíni pont δr elmozdulására. Az alábbiakban megmutatjuk, hogy egyetlen pontban végzett mérések eredményei alapján ez nem lehetséges.

Az ismételt nehézségi gyorsulás mérések kétféle eredményt adhatnak: vagy azt, hogy a két mérés közben eltelt időben változatlan maradt a g értéke, azaz $\delta g = 0$; vagy pedig azt, hogy a mérések közötti időben megváltozott a nehézségi gyorsulás értéke, tehát $\delta g \neq 0$.

Először vizsgáljuk meg azt az esetet, amikor a mérések szerint $\delta g = 0$, tehát ugyanazon mérési ponton időben állandó a nehézségi gyorsulás értéke. A (8.3) alapján a $\delta g = 0$ két esetben fordulhat elő.

Az egyik eset az, amikor $\delta W = \delta r = 0$ (tehát valójában semmi sem történt) azaz sem a Föld nehézségi erőtere nem változott meg ($\delta W = 0$), sem az észlelési hely nem mozdult el ($\delta r = 0$). Ismerve Földünk dinamizmusát, ezt az elvi lehetőséget kizárhatjuk.

A fennmaradó másik lehetőség szerint a $\delta g = 0$ úgy lehetséges, hogy a (8.3) alapján:

$$\left| \frac{\partial g}{\partial W} \delta W \right| = \left| \frac{\partial g}{\partial r} \delta r \right| \quad (8.4)$$

tehát az erőter megváltozását éppen egy neki megfelelő alakváltozás kompenzálja. Ezt akkor tapasztalnánk, ha a földkéreg a nehézségi gyorsulás hosszú periódusú és szekuláris változásaival szemben folyadékszerűen viselkedne. Ugyanezt megfordítva azt is mondhatjuk: ha a litoszféra folyadékszerűen viselkedik, akkor a felszínen csak $\delta g = 0$ változásokat mérhetünk; ebből azonban a (8.3) szerint nem következtethetünk arra hogy az erőter időközben nem változott meg. Így a földkéreg folyadékszerű viselkedésének feltételezése esetén – pusztán a Föld felszínén végzett ismételt nehézségi gyorsulás mérések alapján – elvileg lehetetlen az erőter megváltozását kimutatni.

Az ismételt nehézségi gyorsulás méréseink másik lehetséges eredménye az lehet, hogy a vizsgált időtartamon belül megváltozik a g értéke, tehát $\delta g \neq 0$. Ebben az esetben

– mivel a (8.4) egyenlőség a $\delta g \neq 0$ miatt nem állhat fenn – az következik, hogy a földkéreg a g szekuláris változásaival szemben nem viselkedik folyadékszerűen.

A $\delta g \neq 0$ három különböző esetben fordulhat elő.

Az első lehetőség szerint $\delta g \neq 0$ úgy adódhat, hogy $\delta r = 0$; következésképpen $\delta W \neq 0$. Ebben az esetben a potenciál megváltozása belső tömegátrendeződések következménye, a $\delta r = 0$ pedig azt jelenti, hogy a földkéreg teljesen merev, tehát semmiféle alakváltozásra nem képes. (Erre példaként képzeljük el azt a földmodellt, amelynek teljesen merev kérge, folyadékszerű külső magja és excentrikus elhelyezkedésű, szilárd belső magja van. Ha a nagyobb sűrűségű belső mag a kisebb sűrűségű külső mag folyadékszerű anyagában elmozdul, akkor a merev földfelszíni pontokban az erőtér megváltozását tapasztaljuk.) A fennmaradó további lehetőségek számbavétele után látni fogjuk, hogy ebben és csakis ebben az esetben (tehát a felszíni elmozdulások lehetőségének kizárása mellett) mutatható ki az erőtér időbeli megváltozása az ismételt g mérések alapján.

A másik lehetőség szerint a $\delta g \neq 0$ úgy képzelhető el, hogy $\delta r \neq 0$, miközben $\delta W = 0$. Ha tehát feltételezzük, hogy $\delta W = 0$ – azaz nincs erőtér változás – akkor a nehézségi gyorsulás dg megváltozása csakis a földfelszíni pont elmozdulásából származhat. Ilyen felszíni elmozdulások helyi geológiai (tektonikai) okok miatt jöhetnek létre, melyek következtében a vizsgált pont a térben más potenciálértékű helyre kerül. Ebben az esetben a földi nehézségi erőtér változása nem kérdés, hiszen ennek lehetőségét kizártuk. Így tehát a (8.3) alapján a Föld felszínének valamely pontjában ismételt nehézségi gyorsulás mérések alapján a felszíni pont magassági elmozdulása akkor és csakis akkor határozható meg, ha kizárjuk az erőtér valódi megváltozását.

Végül a harmadik lehetőség az általános eset, amikor a $\delta g \neq 0$ úgy következik be, hogy $\delta W \neq 0$ és $\delta r \neq 0$; vagyis a nehézségi gyorsulás megváltozása a két hatás eredőjeként jelentkezik. Ebben a változatban az erőtér valódi megváltozása csak két speciális esetben határozható meg: egyrészt akkor, ha a δr valamilyen más módszerrel mérhető lenne; másrészt akkor, ha a δr a δW -nek valamilyen ismert függvénye volna. Foglalkozunk először ezzel a második lehetőséggel.

Legyen a földfelszín δr elmozdulása az erőtér megváltozásának valamilyen

$$\delta r = f(\delta W) \quad (8.5)$$

függvénye. Ezt a (8.3)-ba helyettesítve:

$$\delta g = \frac{\partial g}{\partial W} \delta W + \frac{\partial g}{\partial r} f(\delta W) \quad (8.6)$$

Ezen összefüggés alapján a (8.5) függvénykapcsolat ismeretében az erőtér valódi megváltozása egyértelműen meghatározható lenne. A (8.5) függvénykapcsolat meghatározása azonban nem egyszerű feladat, megadása csak közelítőleg és csak megfelelő földmodellek választása esetén lehetséges. Ilyen függvénykapcsolat pl. a Love-féle rugalmassági elmélet alapján adható meg:

$$\delta r = \frac{h}{g} \delta W \quad (8.7)$$

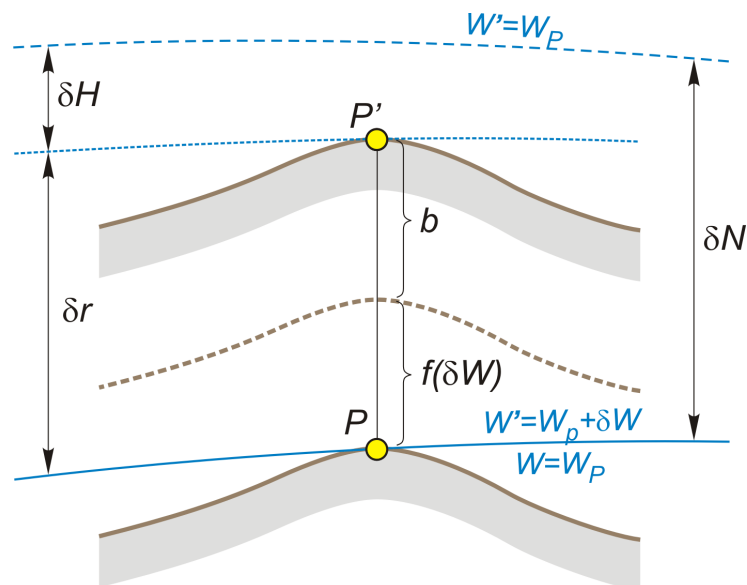
ahol h a földkéreg rugalmasságát jellemző Love-féle szám [18].

A valóságos Föld esetében a (8.7) összefüggés egymagában nem adja meg a földfelszín teljes elmozdulását, mivel ehhez helyi geológiai-tektonikai okok miatt a 8.1 ábrán látható módon további tag is járulhat:

$$\delta r = f(\delta W) + b$$

b nagyságát azonban nem ismerjük [18].

Végül az erőter valódi megváltozását a $\delta W \neq 0$ és $\delta r \neq 0$ általános esetben akkor is meg tudnánk határozni, ha δr valamilyen módon mérhető lenne, ekkor ugyanis a δg és a δr ismeretében a δW értékét a (8.3) összefüggés alapján kiszámíthatnánk.



8.1 ábra. A földfelszín elmozdulása

Sajnos azonban a 8.1 ábrán látható módon a δr két részből tevődik össze:

$$\delta r = \delta N - \delta H$$

ahol δH a földfelszíni P pont magasságváltozása az elmozdult $W' = W_P$ szintfelülethez képest, δN pedig a szintfelület elmozdulása. Ez utóbbinak a meghatározhatóságát vizsgáló kutatások még folyamatban vannak.

Az eddigiek alapján megállapíthatjuk tehát, hogy pusztán a nehézségi gyorsulás földfelszínén mérhető megváltozásából – további más információk nélkül – nem lehet egyértelműen következtetni sem a földi nehézségi erőter időbeli változására (esetleg ennek állandóságára), sem a vizsgált pont elmozdulására. Amennyiben ugyanazon földfelszíni ponton az ismételt nehézségi gyorsulás mérések eredményei különböznek egymástól, ebből csupán az következik, hogy a földkéreg nem viselkedik folyadékszerűen.

Sajnos a földfelszín valódi elmozdulásának és az erőter megváltozása mértékének szétválasztásához a hiányzó információkat sem az ismételt geodéziai szintezések, sem pedig a kozmikus geodézia jelenlegi módszerei nem tudják nyújtani. Az ismételt gravitációs méréseinket azonban ezekkel a mérésekkel kiegészítve más érdekes geodinamikai információk nyerhetők; illetve a geofizikai ismeretek további fejlődésével és a geocentrikus helyzet-meghatározás megbízhatóságának növekedésével az erőter időbeli változására - megfelelő modell alapján - közelítő értékek lesznek levezethetők [18].

8.4 Geodinamikai következtetések

Összefoglalva az eddigieket láthatjuk tehát, hogy a földfelszíni pontokon végzett ismételt geodéziai mérések eredményeinek tartalmi értékelésekor nagyon körültekintően kell eljárunk. A dinamikai geodézia szemléleti módját követve tudatában kell lennünk annak, hogy az ismételt mérések során adódó koordinátaváltozások az elkerülhetetlen mérési hibák mellett számos geodinamikai hatást tartalmaznak – és a tapasztalt változások csak egészen kivételes esetben jelentik a földfelszíni pont ugyanolyan mértékű vízszintes, vagy magassági értelmű elmozdulását. Általában az észlelt koordinátaváltozások – a mérési hibáktól eltekintve – a pontok valóságos mozgása mellett tartalmazzák a vonatkozási rendszer megfelelő elemeinek időbeli változását is, ezért csupán a koordináták megváltozásából valóságos mozgásokra csak akkor tudunk következtetni, ha a vonatkozási rendszer valamennyi szerepet játszó elemének (nehézségi erőtér, tömegközéppont és forgási szögsebesség vektor) időbeli változását legalább a mérések megbízhatóságának megfelelő pontossággal ismerjük és számításba tudjuk venni. Mindaddig, amíg ez nem áll fenn, a matematika nyelvén fogalmazva csupán egyetlen egyenletünk van több ismeretlenre, ezért a feladat nem oldható meg egyértelműen [16].

A különféle geodinamikai hatások szétválasztása céljából – a kozmikus geodéziai módszerek mellett – jelenleg döntő fontosságúak azok a kutatások, amelyek a nehézségi erőtér időbeli változásait elméleti úton igyekeznek meghatározni. Amíg az erőtér időbeli változásának meghatározására nem sikerül megfelelő gyakorlati (mérési) módszert kidolgozni, addig az elméleti út szinte az egyetlen továbbhaladási lehetőség. A földfelszín abszolút (valóságos) mozgásainak meghatározásához a geodinamikai kutatások keretében a geodéziának és a geofizikának az eddiginél is szorosabb együttműködése szükséges.