

számos mélyfúrást vagy dimenziómeghatározó (szeizmikus, geoelektromos) geofizikai kutatást végezzenek. A medencealjzat mélységadatai és a gravitációs anomália értékei között felismert helyi összefüggést kiterjeszthetjük a megfelelő szeizmikus, geoelektromos szelvénytől nagyobb távolságra is. Az így meghatározott mélységadatok azonban nem mentesek az extrapoláció bizonytalanságaitól.

23 A FÖLDMÁGNESES MÓDSZER ALKALMAZÁSÁNAK ELVI ALAPJAI

Míg a gravitációs jelenségek körében csupán vonzó erővel kell számolnunk, a mágneses jelenségeknél vonzó és taszító erők egyaránt fellépnek. A mágneses hatók ennek megfelelően bipolaritást mutatnak; a két mágneses pólusnak csak együttes hatása vizsgálható. Míg a gravitációs maximumból durván arra következtetünk, hogy valami „fent” van, a minimumból pedig arra, hogy „lent”, a földmágneses anomáliák szélső értékeinek (a maximumoknak és a minimumoknak) önálló és egymással egyező értelmű földtani jelentésük is lehet. A maximum függőleges mágneses testnél nem „fent”-et jelent, hanem azt, hogy a mágneses test negatív (déli) pólusa van a felszínhez közelebb, a minimum pedig nem „lent”-re mutat, hanem arra, hogy a pozitív (északi) pólus van a felszínhez közelebb. Vízszintes és ferde testnél – a bipolaritás folytán – a maximumot szükségképpen minimum kíséri. Ennek elhelyezkedése a maximumhoz képest függ a test térbeli helyzetétől és a test mélységétől. A ható mélységére az anomáliaérték hirtelen változása jellemző, nem pedig az, hogy maximum-e az anomália vagy pedig minimum.

A földmágneses kutatómódszer elvi alapja az, hogy a Föld mágneses tere első közelítésben egy mágneses dipólus vektortereként írható le, és a földkéreg anyagai (a kőzetek) ennek a dipólusnak a terében különféleképpen mágneseződnek. Ezzel a földi mágneses térnek elméletileg egyenletes eloszlását eltorzítják, vagyis anomáliákat hoznak létre. A kőzetek nem egyformán mágnesezhetők. Azt az anyagi állandót, amely megmutatja, hogy egy bizonyos anyag mennyire mágnesezhető, fajlagos mágnesezhetőségnek, vagy *mágneses szuszeptibilitás*-nak nevezzük.

A földmágneses térerősség valamely ponton mért értéke tehát függ az ott levő kőzetek szuszeptibilitásától, és a ható tömeg felszínétől számított távolságától.

A földmágneses *anomália* pedig nem más, mint az adott ponton mért térerősség különbsége (ΔZ , ΔH) a másodfokú függvényvel meghatározott normális térerősséghez képest.

Az anomáliát kialakító mágnesezettség két komponensre bontható. Az egyik komponens az ún. *gerjesztett (indukált) mágnesezettség*. Ez a fajta mágnesezettség irányát és nagyságát tekintve a jelenleg uralkodó mágneses térerősségnek és a kőzet mágneses szuszeptibilitásának a függvénye. A másik komponens az úgynevezett *remanens mágnesezettség*.

A remanens mágnesezettség problémája nem egyszerű; s hazánkban – mint látni fogjuk – különös jelentősége van, ezért kissé bővebben elemezzük.

A remanens mágnesség fizikai fogalma a következő: ha valamely nem mágneses, de mágnesezhető anyagot a telítettségig mágnesezünk, majd le-*mágnesezünk*, a mágnesező tér zérusra csökkentésekor az anyag még mindig

őríz bizonyos mágneses nyomatékot. A felmágnesezést nem ugyanaz a görbe írja le, mint a lemágnesezést (hiszterézis), a mágnesezés tehát irreverzibilis folyamat. Azt a mágneses nyomatékot, amelyet az anyag akkor is tart, amikor a mágnesező tér zérusra csökken, *remanens mágnesség*nek nevezzük.

A remanens mágnesezettség geofizikai fogalma ettől eltér és a két fogalom összekeverése számos zavart okoz.

Runcorn (1956, 3) a természetes remanens mágnesezettségnek azt a válfaját, amely vegyi átalakulással nem jár, három csoportba osztja: 1. termoremanens mágnesezettség, 2. izotermális remanens mágnesezettség és 3. anhiszteretikus mágnesezettség. Az első úgy áll elő, hogy megolvadt anyagot gyenge mágneses térben Curie pontja (v. ö. a mágnesezés hőmérsékleti hiszterézise) alá hűtünk; a másik kettőt pedig úgy nyerhetjük, hogy az anyagot bizonyos időtartamon át állandó hőmérsékleten mágneses térben tartjuk, majd eltávolítjuk onnan.

A termoremanens mágnesezettség jóval nagyobb és jóval stabilabb, mint a másik kettő. Az olvadékból lehűlő, nagymennyiségű ferromágneses anyagot tartalmazó magmás kőzetek képviselik a kőzeteknek azt a válfaját, amely remanens mágnesezettséget szerezhethet; és ez a remanens mágnesezettség – az előbbiektől szerint – uralkodóan termoremanens mágnesezettség lehet. Ezért a remanens mágnesezettség megszerzésének egyéb lehetőségeit elhanyagoljuk és tájégyességünk magmás kőzeteit csak a termoremanens mágnesezettség szempontjából vizsgáljuk.

A remanens mágnesezettség geofizikai fogalma ezzel természetesen még nem teljes. A teljes fogalomnak lényeges eleme még az a mozzanat is, hogy a lehűlő, megszilárduló kőzet a Curie-pontnál nemcsak mágnesezettségét kapja meg (nyeri vissza), hanem a mágnesezettséget hordozó ferromágneses elegyrészei (pl. magnetit- vagy magnetit-tartalmú lemezkék) igyekeznek a földi mágneses térnek a lehűléskor uralkodó iránya szerint elrendeződni. Akárhogyan rendeződnek is el, polarizációjuk mindenesetre a földi mágneses tér iránya szerint alakul ki. Természetes, hogy a polarizáció a lemezkéket is igyekszik beforgatni a tér irányába, amíg azok a viszkozus anyagban még mozoghatnak.

Az így megszilárdult kőzet (bázisos effuzívum) megszilárdulásakor kapott polarizációját később sem veszti el teljesen; akkor sem, ha közben a földi mágneses tér iránya megváltozik, és együtt mozdul el a kőzettel, ha azt tektonikai erők eredeti helyzetéből kimozdítják.

A remanens mágnesezettség teljes geofizikai fogalmában tehát a jelenlegitől eltérő, megőrzött egykori polarizáció a lényeges mozzanat. A megőrzött mágneses nyomaték „védi” a kőzetet újabb mágneses nyomaték megszerzésétől, úgyhogy az ilyen kőzetek remanens mágnesezettsége a jelenlegi tér keltette gerjesztett mágnesezettségnek (amely természetesen szintén hat a kőzetre) többszöröse is lehet. Nem tekintve a polarizációt, az ilyen (ferromágneses anyagban gazdag) kőzetek mágneses nyomatéka a nem ilyen kőzetek (üledékes kőzetek, egyes átalakult kőzetek, savanyú magmás kőzetek) mágneses nyomatékát rendszerint lényegesen meghaladja. A zárójelben felsorolt kőzetek ugyanis vagy csak csekély mennyiségű ferromágneses anyagot tartalmaznak (pl. törmelékes üledékes kőzetek), vagy éppen diamágnesesek (pl. vegyi eredetű üledékes kőzetek).

A kőzet azonban el is veszítheti a remanens mágnesezettséget. Bármily stabil is a termoremanens mágnesezettség, a földtörténeti méretű időtartam, a kőzet mechanikai igénybevétele (erős tektonizmus) és vegyi változások következtében a remanens mágnesezettség csökken. Az időtartam szerepe itt valószínűleg az, hogy hosszabb időtartam több esélyt ad a demagnetizáló mechanikai és vegyi hatások működésének kifejtésére.

Koenigsberger [10] (1938) nyomán Krugljakova [11] (1961) kimutatta, hogy a remanens mágnesezettség és a gerjesztett mágnesezettség viszonya ($Q = I_r/I_i$), amely közvetlenül a kőzet végeleges lehűlése után 1-nél nagyobb szám, az idős kőzeteknél zérus felé tart. A Q értéke tehát függ a kőzet korától. Tájegységünk diabázára vonatkozólag a Q értékét Baranyi István 2,2-nek határozta meg, vagyis a mecseki diabáz remanens mágnesezettsége gerjesztett mágnesezettségének több mint kétszerese.

Valószínűleg nagyobb a Q értéke a miocén andezitekre vonatkozólag és nyilvánvalóan zérus felé tart a prekambriumi és ópaleozoós kristályos paláknak azon tagjaira (szerpentinit, amfibolit) vonatkozólag, amelyeknek — szuszceptibilitásuk miatt — mágnese nyomatékuk nagy, de — keletkezésük körülményeinél fogva — már kezdetben sem hordhattak jelentős remanens mágnesezettséget.

A törmelékes üledékes kőzetnek — ha van is lepusztulásból származó ferromágneses anyagtartalma — az ülededés körülményeinél fogva jelentős remanens mágnesezettsége nem lehet, mivel a ferromágneses szemcsék rendszertelenül helyezkednek el és egymás hatását statisztikusan lerontják. Ez az állítás durvaszemű üledékre érvényesebb, mint finomszeműre. A vegyi és organikus eredetű üledékes kőzetek pedig rendszerint diamágnesesek.

A fentiekből az is következik, hogy tájegységeünkön (de máshol is) az egyéb kőzetekben (tehát nem a bázisos effuzívumokban) a gerjesztett mágnesezettség uralkodik, amelynek polarizációja a jelenlegi földi mágnese térhez igazodik, nagyságát pedig kőzetről kőzetre, a fajlagos mágnesezhetőség dönti el.

Mint hogy jelentős ferromágneses tartalma sem az üledékes kőzeteknek, sem a gránitoknak, sem pedig az átalakult kőzetek nagy részének nincsen. Tájegységeünkön a mágnese anomáliákat okozó hatók a miocén és krétakori effuzívumok és a kristályos összlet ferromágneses anyagban dús helyi faciesei.

A magmás kőzetek a földmágneses kutatás szempontjából abban is különböznek az üledékes és átalakult kőzetektől, hogy sokkal inkább vesznek fel határolt (modellszerű) alakot, mint az utóbbiak. Ezt lényeges előrebocsátásunk, ha például üledékes kőzetek közé nyomult magmás kőzetek mágnese anomáliáit akarjuk értelmezni, illetve, ha olyan terület mágnese képét akarjuk elemezni, ahol üledékes kőzetek közé nyomult, vagy ilyeneken át feltört magmás kőzetek vannak. Tájegységeünkön a Mecsek hegység és a Villányi hegység is ilyen terület.

A magmás kőzetek remanens mágnesezettsége — mint említettük — a ferromágneses elegyrészeknek tulajdonítható. Ilyen elegyrészek a bázikus magmájú kőzetekben dúsulnak fel, a savanyú kőzetek kevés ilyen úgynevezett színes elegyrészt tartalmaznak. A savanyú kőzetek mágnese viselkedése ezért hasonló lehet az üledékes kőzetekéhez, vagyis remanens mágnességük elenyésző a gerjesztetthez képest, de utóbbi is csekély.

Valóban a gránitterületek mágneses anomáliái sem nagyok, sem szignifikánsnak nem tekinthetők. Ugyanez vonatkozik a kristályos (átalakult) kőzetek nagy részére is. Ezeknek — ásványi összetételüknél fogva — szintén csak csekély gerjesztett mágnességük lehet. Az átalakult kőzetek nagyobb szuszceptibilitású, vagyis több vas-mangán metasilikátot tartalmazó tagjai (szerpentinit, amfibolit) ellenben jelentős gerjesztett mágnessétséggel rendelkezhetnek.

A bázisos kiömlési kőzetek: a kréta diabáz (trachidolerit), fonolit és a miocén andezit, remanens mágnessétségüknél és nagyobb ferromágneses anyagtartalmuknál fogva, eléggé jelentős nagyságú és földtanilag szignifikáns anomáliákat hozhatnak létre. A fentiek értelmében üledékes környezetükhöz képest szükségképpen elárulják körvonalait (kiterjedésüket, csapásukat) mágneses anomáliával. Minthogy a feltörési kürtők hálózatának főcsoportja egy meglehetősen összefüggő mágneses modellt alkothat, a periszinklinális diabáz (fonolit) tömegének földmágneses képe olyan kell, hogy legyen, mint bármely mágneses dipólusé. Sajnos ennek polaritását (az egykori gerjesztés irányát) nem ismerjük. Ez vonatkozik a kisebb egyedi kürtőkre is, amelyeknek egyedi hatásait (anomáliáit) csak nagyon részletes (pl. 20 m állomásközű) mágneses méréssel észlelhetjük.

A tájegységen a mágneses kutatás alapvető hálózata a 0,5 áll/km² (1,5 km-es állomásköz). 1,5 áll/km² (500 m-es állomásköz) sűrűségű méréseket végeztünk bizonyos kitüntetett (anomális) helyeken. Egészen nagy anomáliájú területeken 250 m-es szelvénytávolságot és 20 m állomásközt is alkalmaztunk (10. ábra). Ezenkívül csaknem valamennyi geoelektromos szelvényen 50 m-es állomásközzel földmágneses mérést is végeztünk. Az 1. sz. melléklet szerkesztéséhez alapvetően az 1,5 km állomásközű (országos) mérés adatait használtuk fel, részletezve, ill. korrigálva ott, ahol a részletesebb mérés adatai már rendelkezésünkre álltak (pl. Mecsek hegység É-i perem).

A részletező mérések a kézirat lezártakor folyamatban vannak. Ezek eredményeiről annakidején máshol számolunk be.

A tájegység mágneses anomáliáit — a fentiek szerint — két csoportba oszthatjuk: 1. a bázisos metamorfitok gerjesztett mágnessétségétől származó anomáliák; 2. a bázisos eruptívumok uralkodóan remanens mágnessétségétől származó anomáliák.

Mindkét anomália fajta kvantitatív értelmezésének (a hatószámításnak) legnagyobb akadálya jelenleg az, hogy a rendelkezésünkre álló hálózat ritka. A mágneses kép lényegében csak a mérési állomások közelében megbízható. A ritka hálózat (1,5 km-es állomásköz) számos jelentékeny nagyságú hatót egyszerűen „kihagyhat,” de feltétlenül hamis képet ad az anomáliák nagyságáról; torzítja mélységüket is. Ezenkívül a terület legnagyobb részén hiányzik a horizontális intenzitás anomáliáinak (ΔH) meghatározása.

Az indukált mágnessétségű metamorf hatók mélysége, térbeli helyzete és szuszceptibilitása meghatározásának egyébként elvi akadálya nincs, sőt újabb egyszerű eljárás született az ilyen kvantitatív értelmezésre [6].

Az uralkodóan remanens mágnessétségű vulkáni hatók mélységének, térbeli helyzetének és szuszceptibilitásának meghatározására ez az eljárás nem alkalmas, minthogy a kréta diabázoknál, de valószínűleg még a miocén andeziteknel is, a polarizáció iránya (a mágneses tengely) eltér a földi mág-

neses tér jelenlegi irányától, tehát a mágneses testek geometriai tengelye (ha van) nem határozható meg egyszerűen. Itt tehát a kvantitatív értelmezésnek elvi akadály van.

A Geofizikai Intézet végez erre vonatkozólag vizsgálatokat, hiszen az irodalomból [5] tudjuk, hogy ilyen probléma máshol is felmerült és meg is oldották. Tény az, hogy ehhez a problémához – tömeges számításigénye miatt – csak elektronikus számítógép birtokában érdemes közeledni. A nagytömegű elektronikus gépi számítás lehetőségével nem régen rendelkezünk.

A probléma megoldást kíván, mert tájegységünket az egész magyar medence kicsinyített másának tekinthetjük; az itteni problémák a nyílt medencében is fennálló problémák. Földmágneses szempontból nézve a magyar medencét: nyilvánvaló, hogy az egész ország mágneses anomáliáit bázisos eruptívumok és bázisos metamorfitok okozzák éppen úgy, mint tájegységünkön. Valószínű, hogy a két hatótípus egymáshoz viszonyított arányát országos méretekben a bázisos eruptívumok többsége jellemzi.

Tájegységünk lényeges eltérése – ebből a szempontból – az egész magyar medencétől az, hogy a mágneses hatók vagy a felszínen vannak, vagy a medencealjzatban, mélységük tehát más módszerrel meghatározható. A magyar medencében ellenben a neogén összleten belül is lehetnek jelentős mágneses hatók (pliocén bazalt, egyes miocén tufák stb.).

24 A SZEIZMIKUS MÓDSZER ALKALMAZÁSÁNAK ELVI ALAPJAI

A szeizmikus módszer két eljárásra tagozódik: a refrakciósra és a reflexiósra. Mindkettő más-más hullámfajta észlelésén alapszik és mindkettőt más-más földtani viszonyok felderítésére kell alkalmazni.

Refraktált hullám olyan határfelületeken keletkezik, amelyeken a szeizmikus sebesség ugrásszerűen nagyobb, mint a *felettük* levő rétegben (összletben). Ennek a követelménynek a fiatal harmadkori medence aljzata a magyar medence nagy részében – így tájegységünkön is – megfelel. Ezt mutatja a 2. ábra is.

Reflektált (visszavert) hullám olyan felületeken keletkezik, ahol a két érintkező réteg hullámmellenállásában különbség van, tekintet nélkül az előjelre (tehát nem az alsónak kell nagyobbak lennie). Ebből a szempontból tájegységünk közetei a medencealjzat rétegtani szintjétől (az alaphegység felszínétől) lefelé haladva, a reflexiós eljárás alkalmazását kívánják meg. A hagyományos reflexiós eljárásnak azonban követelménye a vízszinteshez közelálló, nyugodt, tektonikailag zavartalan (nem töredezett) település is, ilyet pedig tájegységünkön alig találhatunk.

Jelenleg folynak a kísérletek az irányított, szabályozott vételű reflexiós eljárással (RNP), amelyet a Szovjetunióban nagy dőlésszögű és zavart tektonikájú rétegek nyomozására dolgoztak ki. Alkalmazási alapelve hullámtanilag azonos a reflexiós eljárásával. A lényeges különbség abban áll, hogy megfelelő berendezés segítségével a beérkező komplex (és gyakran zavaros) jelkötegből képes kiválogatni azokat a jeleket is, amelyek nagy dőlésszögű felületekről, felületdarabokról érkeztek.