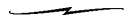


Töréses szerkezetek modellezési módszerei

Modelling methods of fracture tectonics

ALBERT GÁSPÁR

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.



Tárgyszavak: háromdimenziós modellek, matematikai módszerek, töréses tektonika, térinformatika

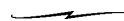
Összefoglalás

A ma folyó szerkezetföldtani kutatások csaknem mindegyikében megtalálható valamilyen formában a 3D modell. Ennek oka nemcsak az aktuális divatirányzatokban keresendő, hanem abban a jogos igényben is, hogy a legújabb informatikai technológiákat alkalmazva nagymennyiségű földtani adatot jelenítsünk meg közérthető formában. A háromdimenziós modellezés, mint a geo-informatikának egyik legfiatalabb ága, nem rendelkezik kiforrott módszertannal. Számos irányzata létezik, amelyeket többnyire a modell célja (rétegtan, szerkezetföldtan, víz- és szénhidrogén-földtan stb.), illetve névleges méretaránya (lokális vagy észlelési, regionális és litoszféra modellek) szerint csoportosíthatunk. Mindegyik modell más-más technológiát igényel, ezért az adatkezelési módszerek is különbözőek. Az alábbiakban a szerkezetföldtani tematikájú modellek előállításának módszereit mutatjuk be, amelyek főleg észlelési és regionális méretarányban alkalmazhatók. A bemutatott példákon keresztül rávilágítunk a digitális módszerekből adódó automatizálható műveletekre és azok kockázatára. Ennek megvalósítása érdekében a terepi észlelési pontok eredeti adataiból kiindulva, koordinátageometriai módszerek, valamint interpolációs eljárások alkalmazásával, modellező szoftverekkel szemléletesen megjeleníthető geometriai felületeket állítottunk elő. Térinformatikai adatbázis-kapcsolattal rendelkező modellek technológiai háttere nemcsak lehetővé, de szükségessé is teszi egy regionális modell objektumainak egyedi azonosítóval való ellátását; ennek kapcsán merült fel a szerkezetföldtani elemek szemléletes, leíró jellegű egyedi azonosító-rendszerének gondolata, amelyet a cikk részletesen is tárgyal.

Keywords: three-dimensional models, mathematical methods, fracture tectonics, GIS

Abstract

Most of the recently launched tectonic research projects include 3D modelling. This is not only because it's in fashion, but the righteous need to visualise geological data in a commonly comprehensive way, using the latest information technology. As one of the youngest branch of the geoinformatics, 3D modelling does not have a mature know-how. It has many schools which can be classified according to mostly the aims (stratigraphy, tectonics, groundwater and hydrocarbon-geology, etc.) and the nominal scale of the model (local, regional and lithosphere-models). Since each of them uses different technology, the data-managing methods are also different. Below, the construction methods of tectonic models will be discussed which are mainly used in local and regional scale. Through the demonstrated cases we reveal the possibilities of automatic processes – offered themselves from the digital data – and the risk of them. To work this out, we generated illustrative geometric surfaces in modelling softwares from the original field data, using coordinate geometry and interpolation. The technological background of GIS-based models makes not only possible, but necessary to label the entities with unique identifiers; apropos of this came up the idea of a descriptive identification-code system for the tectonic elements, which will be explained in the contribution below.



Bevezetés

Háromdimenziós földtani modellek megjelenése nem kötődik az informatikai forradalomhoz. Az első kézzel rajzolt modellek a tömbszelvény-szerkesztés kartográfiai és mérnöki szabályainak alkalmazásával jöttek létre, és már a számítógép-korszak előtt is sok földtani kutatásnak voltak

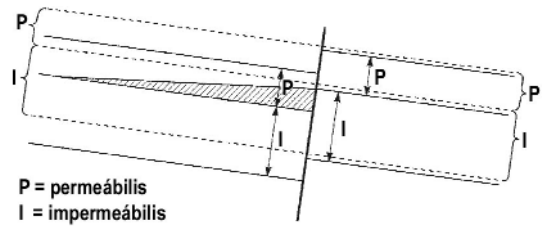
kiegészítői. Földtani modelleket akkor is és most is azért készítenek, hogy térbeli információkat a kétdimenziós módszereknél (szelvények, térképek) szemléletesebb formában jelenítsenek meg. Mivel ez kiemelt feladata a modellezésnek, a vizuális megjelenítés nem kerülhet háttérbe a technikai követelményekkel szemben. Ennek az elvnek speciális alkalmazásai a látvány-modellek, amelyekben

sokszor akkora hangsúlyt kap a megjelenítés, hogy a modell adattartalma torzul. Ezek a modellek többnyire alkalmazatlanok tudományos elemzésekre. Mégis hasznosak a földtudományok szempontjából, mivel a látványos 3D-megjelenítésen keresztül a földtani információ eljuthat a szakmán kívüli közönséghez is; ezáltal a földtani információ értéke megnő, és a földtudomány szerepe felértékelődik. Tudományos igényű modellek esetében a vizualizáció és az adattartalom torzítatlanságának szempontjai kiegyenlített viszonyban vannak. A földtani modellezésnek ma több irányzata is létezik, amelyek technológiájukban és megjelenítési módjukban eltérnek egymástól; ezek egyike a tektonikai modellezés (GROSHONG 1999). E tanulmány célja ezen belül is a töréses szerkezetek modellezési módszereinek összefoglalása.

A megjeleníteni kívánt földtani szerkezetek térbeli kiterjedésének ábrázolására gyakran alkalmaznak tömb-szelvényeket. Ezek látványos formái eleget tesznek a vizualizációs igényeknek, azonban nem alkalmasak adatelemzési célokra. Ennek legfőbb oka, hogy nem, vagy csak nagyon pontatlanul olvasható le róluk adat. A virtuális 3D modellek megjelenése előtt adatelemzési célokra a papíron jól megjeleníthető vízszintes és függőleges metszetek voltak a legalkalmasabbak. Ettől a jól bevált módszertől nehéz elszakadni akkor is, ha 3D modellben dolgozunk. E kétdimenziós paradigma azonban a 3D modell szerkesztését és kiértékelését nagyon le tudja lassítani. A szelvények és vízszintes metszetek, vagy akár a háromdimenziós állóképek is csak az adatok egy szűk tartományát jelenítik meg. Az adatok korlátozása a földtani értelmezést is korlátozza, ugyanakkor a 3D modellezési környezet 2D-ra vetítése értékes időt von el. A virtuális tér számos lehetőséget kínál az elemzőnek, hogy a rendelkezésre álló adatokat minél több módon vegye szemügyre. E lehetőségek közé tartozik a nézőpont mozgatása, forgatása, az ortogonális (párhuzamos) és perspektivikus vetítés váltogatása, melyek nyilvánvalóvá tehetnek dolgokat, amik egy egyszerű szelvény szerkesztése során fel sem merülnek.

A 2D megjelenítéshez való ragaszkodást sokáig indokoltá tette a 1990-es évek közepéig csak keveseknek elérhető fejlett információs technológia. A 3D szemlélet másik, mai napig is élő korlátja a tudományos publikációk papíron történő terjesztése. Ez utóbbit a multimédiás és internetes kiadványok lehetősége szintén kezdi háttérbe szorítani. A 2D/3D paradigmaváltás átmeneti időszakában azonban tudománytörténeti szempontból érdekes hibrid eljárások is születtek. Ezek egyike, amely a 3D tektonikai modellek előzményei közé sorolható, az Allan-féle vetőábrázolás, vagy Allan-diagram (ALLAN 1989), melynek célja, hogy 2D-ban (papíron) jól elemezhető módon egyszerre ábrázoljuk az elvetett és a kimozdult kőzetblokkok rétegfelépítését (1. ábra). Alkalmazása a 1990-es évek első felében volt népszerű, főleg olajrezervoárok kutatásában. Napjainkban az információs technológia fejlődésével egyre elérhetőbbé váló 3D modellek elavulttá tették ezt a módszert.

A földtudományi célú térinformatikai adatbázisok felhasználásával szerkesztett 3D modell tehát nemcsak a



1. ábra. Két vető által létrehozott hidraulikus csapda elméleti modelljének Allan-diagramja

A papír síkja az egyik vető felszínének felel meg. Szaggatott vonal a kimozdult blokk réteghatárait, folytonos vonal az elvetett blokk réteghatárait jelöli. A kitöltött rész a hidraulikus csapdát jelöli (BAGTZOGLU 2003 nyomán)

Figure 1. Allan Diagram of a hypothetical normal fault-induced trap. The paper is the plane of one of the faults. The dashed lines represent layer contacts on the hanging wall and the solid lines represent layer contacts on the footwall. Cross hatched area represent potential perched water zone (after BAGTZOGLU 2003)

látványos megjelenítéssel nyújt többet az egyszerű térkép-nél, illetve szelvény-nél, hanem a tematikus elemzések gyors és könnyen módosítható elvégzésével is. Általános tapasztalat, hogy egyre több térbeli adat kerül földtani adatbázisokba, amelyek kiértékelése a hagyományos 2D módszerekkel (szelvények, térképek szerkesztése) túl időigényes. Ahhoz, hogy ezek az adatok a sokszor igen szűk határidőn belül kiértékelhetők legyenek, mindenképp cél-szerű gyorsabb technológiát alkalmazni.

Mivel a földtani modellezés szerteágazó műfaja a litoszféramodellektől kezdve, a regionális rétegtani korrelációs modelleken át, a lokális építésföldtani modellekig terjedhet, legfontosabb feladat a modell céljának körvonalazása, vagyis annak eldöntése, hogy a modellt mire fogjuk használni. Ugyanez szükséges ahhoz is, hogy fejlesztői környezetet válasszunk. A bemutatandó modellezési módszerek nem kötődnek egy szoftverhez sem, de a technológiai okok, valamint a töréses szerkezetek geometriai tulajdonságai miatt bizonyos szoftverek alkalmasabbak a tárgyalt tematikájú modellek elkészítésére. Általánosan azonban kimondható, hogy minden igénynek megfelelő modellező szoftver nem létezik.

Az alábbiakban a szerkezetföldtani modellek, ezen belül is a töréses szerkezetek kategóriájába sorolható tektonikai elemeket megjelenítő 3D modellek észlelési és regionális méretarányban történő előállításának módszerei kerülnek bemutatásra. Töréses szerkezetek közé elsősorban a normálvetők, feltolódások, csapásirányú vetők és nem azonosítható vagy összetett kinematikájú vetők sorolhatók.

Háromdimenziós földtani modellek esetében az észlelések gyakorisága és a méretarány közti összefüggés megfelel a földtani térképekkel szemben támasztott elvi követelményeknek, amelyek szerint a térkép minden négyzetcentiméterére egy észlelési pont esik. Ez a háromdimenziós térre vonatkoztatva azt jelenti, hogy a méretarányosan megjelenített modell (pl. gipszmodell) minden köbcen-timéterére átlagosan 1 megfigyelési pont kell, hogy jusson. Mai gyakorlatban ritkán építünk valós méretarányval rendelkező gipszmodelleket, viszont a virtuális térben létreho-

zott (névleges méretarányal rendelkező) 3D modellekre is érvényesek a fenti összefüggések (1. táblázat). Ez a pontossági követelmény azonban mind a térkép mind a modell-szerkesztési gyakorlatban ritkán teljesül.

1. táblázat. A földtani modellek névleges méretarányát meghatározó észlelések gyakorisága

Table 1. Frequency of observations determining the nominal scale of geological models

	Névleges méretarány	Észlelési pontok száma 1 km ³ -enként
Regionális	1: 250 000	0,06
	1:200 000	0,13
	1:100 000	1
	1:50 000	8
	1:25 000	64
Észlelési	1:10 000	1000
	1:5000	8000
	1:1000	1 000 000
	1:500	8 000 000
	1:100	1 000 000 000

A virtuális modell méretaránya tehát egy elméleti fogalom, amit a földtani megfigyelések részletességével és gyakoriságával lehet jellemezni. A lokális vagy észlelési méretarány felső határaként megközelítőleg a feltárásdokumentálásokról gyakran alkalmazott 1:100-as méretarány adható meg (e fölötti méretarányok már mikromodellek). Alsó határa — és egyben a regionális modellek felső határa — az 1:10 000-es méretarány. A regionális modellek alsó méretaránya megközelítőleg 1:250 000-es; e modelleknek már nem szigorú követelménye az adatok torzítatlansága.

Mérési adatok korrekciója

A szerkezeti elemekhez köthető terepi észlelések számszerűsíthető értéke többnyire kompasszal végzett mérésekből származik. Ebből adódóan a mért szögértékek a Föld mágneses meridián vonalaihoz viszonyított irányiszögek. Ha a mérési adatokat valamilyen vetületi rendszerben akarjuk megjeleníteni, azok a mérés helyétől függően korrigálандók a vetületi meridiánkonvergencia és a mágneses elhajlás értékével.

Az alábbi számítások derékszögű koordináta-rendszerben x , y , z paraméterekkel megadott koordinátaértékekre lettek kidolgozva. A derékszögű koordináta-rendszer északi tengelye vetülettől függően eltérhet a valós földrajzi, illetve a mágneses északtól. Ennek mértéke a vetületi kezdőmeridiántól való távolsággal növekszik. A Magyarországon használatos Egységes Országos Vetület (EOV) kezdőmeridiánja a Gellért-hegyen átmenő hosszúsági kör (MIHÁLYI 1995). Ettől keletre és nyugatra a koordináta-rendszer északi tengelye nem a földrajzi északot mutatja. A vetületi meridiánkonvergencia mértéke a nyugati országhatár közelében -2° körüli, a keleti határ közelében

$+2^\circ$ körüli érték (2. táblázat). Az adatok pontos orientációjához azonban figyelembe kell venni a mérés idején aktuális mágneses elhajlást is, amely Magyarország területén 1995. január 1-re meghatározott asztronómiai

2. táblázat. Kompasszal mért szögirányok torzulásai EOV rendszerbe illesztéskor 2005-ben

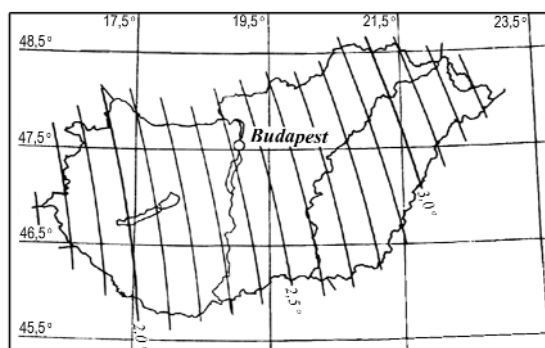
Table 2. Distortion of angular directions in the process of integration into the EOV (Hungarian National Grid) system for 2005

Mérési pont	Meridiánkonvergencia	Mágneses elhajlás 2005. január 1-ét*	Mért szögek elforgatása EOV- rendszerben
Szentgotthárd	-2,05	2,49	4,54
Sopron	-1,82	2,60	4,42
Keszthely	-1,32	2,68	3,99
Veszprém	-0,81	2,83	3,65
Pécs	-0,60	2,84	3,44
Tatabánya	-0,45	2,97	3,42
Budapest	0,00	3,10	3,10
Salgótarján	0,56	3,31	2,75
Eger	0,97	3,39	2,42
Miskolc	1,25	3,50	2,25
Sárospatak	1,84	3,69	1,84

*Az 1995.0 epochára és a $\Phi = 45,5^\circ$; $\Lambda = 16^\circ$ referenciapontra vonatkoztatott formulával számolva

értékek (1995.0 epocha) alapján $1^\circ 50' - 3^\circ 20'$ közötti érték volt keleti irányban (2. ábra). A mágneses deklináció mértéke azonban évről-évre változik, aminek mértékét szintén a földrajzi helyzet befolyásolja. Ezek figyelembevételével a terepi csapás- és dőlésirány-észlelések a koordináta-rendszerbe illesztéskor korrigálандók.

A korrekció mértéke EOV rendszerű térkép vagy modell esetén a 2. táblázatban olvasható. A terepi mérések pontossága azonban nem közelíti meg azt az értéket, amely a precíz korrekciót indokoltá tenné, ezért a gyakorlatban



2. ábra. A mágneses deklináció normál tere Magyarország területén az 1995.0 epochára. A mágneses izovonalak köze $0,1^\circ$ (KOVÁCS, KÖRMENDI 1999 alapján)

Figure 2. Normal field of the magnetic declination at the 1995.0 epoch in Hungary. Magnetic isolines represent 0.1° (after KOVÁCS, KÖRMENDI 1999)

elfogadható, ha csak egész fokértékekkel módosítjuk az adatokat.

Ugyanilyen, de fordított irányú módosítás indokolt abban az esetben, ha az alábbiakban ismertetett dőlésirányszámítási módszerek eredményeként kapott értékeket a továbbiakban felszíni adatokkal együtt használjuk fel (pl. sztereogram-kiértékelésekben).

Gyakorlati szempontból fontos, hogy Magyarországon nemcsak EOVS területet alkalmaznak földtani térképek készítésére. A jelenleg érvényben lévő földmérési és térképészeti tevékenységről szóló 1996. évi LXXVI. törvény szerint a topográfiai térképművek 1:10 000 méretarányig EOVS-ben, ennél kisebb méretarányokban Gauss-Krüger, és UTM (Unified Transverse Mercator) vetületben készülnek és kerülnek aktualizálásra. Ennek megfelelően a különböző méretarányú földtani térképek alapját más-más vetületben készített alaptérkép képezheti, melyekre a 2. táblázat adatai nem vonatkozathatók.

Törésszerkezetek modellezése egyszerű síkként

A sík definiálásának módjai

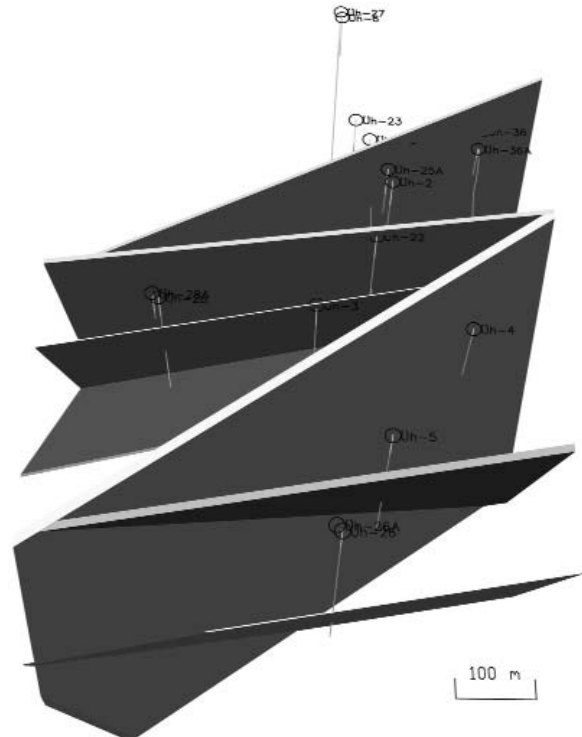
Ezt a módszert csak nagy méretarányú modelleknél célszerű használni, mivel a törések geometriája nagy kiterjedésben ritkán feleltethető meg egy szabályos síknak. Kiseb méretarányú modelleknél (pl. regionális földtani modellek, medencemodellek) ezeket a szerkezeteket szabálytalan felületmodellként lehet értelmezni (1. képsőbb).

Nagy méretarányú modellek többnyire jól megkutatott területekről készülhetnek, ahol a felszíni észleléseken kívül fúrásadatokból, szeizmikus illetve geoelektromos észlelésekből következtetni lehet a felszín alatti szerkezetekre is. Ilyen területeken a törések szabályos síkkal való modellezésének három módszerét különböztethetjük meg (TURCZI et al. 2004):

- a) egy észlelési ponton, adott dőlésszöggel és dőlésiránnyal megadható síkok;
- b) két észlelési ponton, adott dőlésszöggel és égtáj szerinti dőlésiránnyal megadható síkok;
- c) három észlelési ponttal megadható síkok.

A fentiekben a dőlésirány a koordináta-rendszer északi irányához viszonyított, óramutató járásával megegyezően növekvő irányszög (azimut). Ha a törések zónákban észlelhetők, a megszerkesztett síkokhoz megfelelő vastagságot rendelve virtuális törésszónatestek jönnek létre (3. ábra), amelyek például vízföldtani modellek szerkesztésénél bizonyulhatnak hasznosnak.

Célunk az, hogy a modell térbe egyszerűen beilleszthető síkokat kapjunk valamilyen számszerűsített paraméter formájában. A fent felsorolt három módszer közül az első nem okoz problémát, mivel adva vannak egy beillesztési pont koordinátái (x, y, z), valamint a síkot jellemző adatok (dőlésirány, dőlésszög). Ahhoz, hogy a modell térben ez



3. ábra. Példa a virtuális törésszónatestek 3D modelljére. A törések egyszerű síkok modellezésének módszerével lettek előállítva

Figure 3. A sample for virtual 3D fracture zone model. Fractures were generated by simple plane-modelling methodology

megjelenjen, a beillesztési pontra egy geometriai objektumot kell elhelyezni, majd megfelelő irányba forgatni és dönteni. A síkot reprezentáló alakzat leggyakrabban négy-szög vagy kör. A beillesztés műveletét célszerű automatizálni, mivel a kézi bevitel lassú, és hibát eredményezhet. Az automatizálás módszere az alkalmazott modellezési környezettől függ.

Ahhoz, hogy az automatikus feldolgozásnál egységesen kezelhessük a megjelenítendő síkokat, a második és harmadik módszer kiindulási adataiból célszerű kiszámítani egy beillesztési pontot, illetve a sík dőlésirányát és dőlésszögét. Így mindhárom módszer visszavezethető az első típusra. Mivel egy sík matematikai definícióját több módon is meg lehet közelíteni, ki kell választanunk azt, amellyel legkönnyebben tudunk kezelni valós földrajzi koordinátákat, illetve értelmezni törési síkok dőlésirányát és dőlésszögét a virtuális térben. A gyakorlati alkalmazások terén a szerkezetföldtan hagyományosan szögekkel definiál egy síkot, ami megfelel a Gauss-féle gömbi paraméterezés módszerének. Ennek a módszernek legismertebb alkalmazási területei a felsőgeodézia, illetve a csillagászat, ahol a paraméterek megfelelnek a föld, illetve éggömb szélességi és hosszúsági köreinek (pl. BIRÓ 1985). Az alkalmazási módszerek hasonlósága a számítási módokban is hasonlóságot eredményez, aminek következményeként az alább vázolt módszerek közül sok gömbháromszögletre vezethető vissza.

Két észlelési ponton, adott dőlésszöggel és égtáj szerint kétértékű dőlésiránnyal megadható síkok paramétereinek számítása

Két térbeli ponthoz végtelen számú sík rendelhető, melyek csak annyiban közösek egymással, hogy a két ponton áthaladó egyenest mindegyikük tartalmazza. Ebből következően, ha az egyenest mint forgástengelyt tekintjük, a végtelen számú megoldást úgy is megkaphatjuk, hogy egy tetszőlegesen kiválasztott síkot a forgástengely körül 180° -al infinitezimális lépésként elforgatunk. A jelen esetben könnyíti a dolgunkat, hogy megadott dőlésszöggel rendelkező síkot keresünk. Ez azonban még nem egyértelműen határozza meg a síkot, így olyan módszert kell választanunk, amely szemléletesen és könnyen elemezhető módon tárja fel a lehetséges megoldásokat. Ilyen módszer a gömbi geometria.

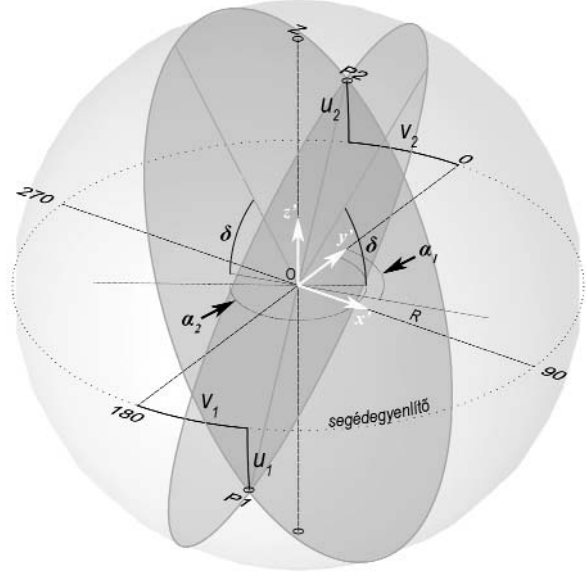
A két pontot felfoghatjuk egy körlap átmérőjének két végéeként, melyek koordinátája $\mathbf{P}_1(x_1, y_1, z_1)$ és $\mathbf{P}_2(x_2, y_2, z_2)$. A körlap dőlésszöge (δ) ismert, de dőlésiránya (α) nem. Ha a $\mathbf{P}_1\mathbf{P}_2$ átmérő mint forgástengely körül képzeletben elforgatjuk a körlapot, könnyen beláthatjuk, hogy 2 speciális pozíciót kivéve — mikor a dőlésszöge és dőlésiránya megfelel a $\mathbf{P}_1\mathbf{P}_2$ vagy $\mathbf{P}_2\mathbf{P}_1$ irányvektorénak — 2 lehetséges pozícióban, azaz két különböző dőlésiránnyal (α_p, α_s) észlelhetjük a körlap kívánt dőlésszögét (4. ábra). Ezért meg kell határoznunk, hogy a két eredmény közül melyik érdekel minket. A lehetséges megoldásokat kategorizálhatjuk pl. a szerint, hogy van-e északi vagy déli, illetve keleti vagy nyugati komponense a sík normálvektorának. A \mathbf{P}_1 és \mathbf{P}_2 pont mértani közepe megadja a kör középpontjának koordinátáit [$\mathbf{O}(x_0, y_0, z_0)$]. Az \mathbf{O} középpontú, \mathbf{P}_1 és \mathbf{P}_2 pontokat tartalmazó körlap megfelel egy \mathbf{O} középpontú, \mathbf{R} sugarú gömb főkörének. Az \mathbf{O} középpontú, x és y koordinátatengelyek által meghatározott (vízszintes) sík metszete a gömbön létrehoz egy másik gömbi főkört is, amit a továbbiakban mint *segédegyenlítőt* használunk (4. ábra). Ez a gömb, mint geometriai felület, alkalmas a \mathbf{P}_1 és \mathbf{P}_2 pont Gauss-féle paraméteres megadására, amely pontjainkat u_i, v_i paraméterekkel definiálja.

$$\mathbf{P}_1(x_1, y_1, z_1) = \mathbf{P}_1(u_1, v_1) \quad (1)$$

$$\mathbf{P}_2(x_2, y_2, z_2) = \mathbf{P}_2(u_2, v_2) \quad (2)$$

Látható, hogy így 3 szám helyett csak kettővel kell a továbbiakban foglalkoznunk. Ezek az egyenletek azonban csak akkor állnak fenn, ha a két koordinátarendszer kezdőpontja azonos, ezért át kell térnünk egy \mathbf{O} kezdőpontú, relatív koordinátarendszerre, amelynek tengelyirányait x', y', z' jelöli. A *segédegyenlítőt* hasonlat analógiájaként új paramétereink felfoghatóak *segéd földrajzi koordinátáknak* is, ahol u a *segéd szélesség* és v a *segéd hosszúság* paramétere. Ez a továbbiakban gömbi trigonometria alkalmazását teszi szükségessé.

A paraméterek Gauss-féle kiszámítása az alábbi képletekkel történik (pl.: SMART 1960):



4. ábra. Két ismert pontot tartalmazó, adott dőlésszöggel jellemzett sík változatai

$\mathbf{P}_{1,2}$ = észlelési pontok; δ = dőlésszög; $\alpha_{1,2}$ = dőlésirány (azimut); $u_{1,2}$ = segéd szélesség; $v_{1,2}$ = segéd hosszúság; \mathbf{Z} = zenit pont; \mathbf{O} = gömbközpont; \mathbf{R} = gömb sugara

Figure 4. Variations of planes determined by two points and a fixed dip data

$\mathbf{P}_{1,2}$ = observation points; δ = dip angle of planes; $\alpha_{1,2}$ = azimuths; $u_{1,2}$ = parametric latitudes; $v_{1,2}$ = parametric longitudes; \mathbf{Z} = zenith point; \mathbf{O} = centre point of the sphere; \mathbf{R} = radius of the sphere

$$x'_i = R \cdot \cos v_i \cdot \cos u_i \quad (3)$$

$$y'_i = R \cdot \sin v_i \cdot \cos u_i \quad (4)$$

$$z'_i = R \cdot \sin u_i \quad (5)$$

ahol \mathbf{R} a gömb sugara.

A földrajzi koordinátarendszerek irányainak alkalmazásánál óvatosan kell eljárni, mivel a geodéziai x és y irányok a matematikai tengelyekhez képest elforgatott helyzetben vannak. A jelenleg alkalmazott számításokban a földrajzi koordináták keleti iránya a relatív koordinátarendszer x' -tengelynek, északi iránya pedig az y' -tengelynek felelt meg, és a gömb 0° -segéd-kezdőmeridiánja a 180° -os azimutot tartalmazza. Ez a (3) és a (4) egyenletet a következőképp módosította:

$$x'_i = R \cdot \sin v_i \cdot \cos u_i \quad (6)$$

$$y'_i = R \cdot \cos v_i \cdot \cos u_i \quad (7)$$

Az egyenletek megoldásához, illetve u_i és v_i paraméterek kifejezéséhez először a gömb sugarát kell kiszámítanunk, a gömb általános egyenlete segítségével.

$$R^2 = (x_1 - x_0)^2 + (y_1 - y_0)^2 + (z_1 - z_0)^2 \quad (8)$$

A keresett sík két lehetséges állásához tartozó normálvektorok a definiált gömböt két dőlési pontban ($\mathbf{D}_{1,2}$)

Mivel a későbbiekben az \mathbf{N}^* egységvektorral kell számolnunk, a normálvektor koordinátatengelyekkel párhuzamos komponenseit elosztjuk a normálvektor hosszával (h).

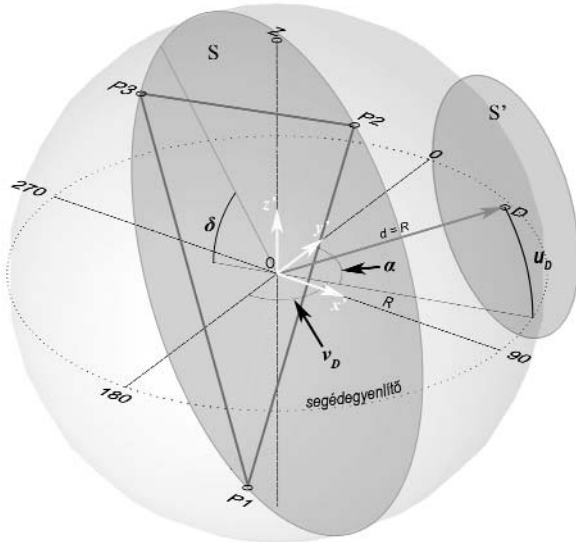
$$N_x^* = \frac{N_x}{h} \quad (23)$$

$$N_y^* = \frac{N_y}{h} \quad (24)$$

$$N_z^* = \frac{N_z}{h} \quad (25)$$

A normálvektor egységvektorának két iránya lehet. A két megoldás közül azt kell kiválasztanunk, amelyik a síkot nem átbuktatott, hanem normál helyzetűként írja le.

A sík normálvektora tehát a relatív koordináta-rendszer \mathbf{O} origójából indul, és a \mathbf{D} pontban dőfi az \mathbf{R} sugárú, \mathbf{O} középpontú segédgömböt. Ebből következik, hogy a síkot \mathbf{R} távolságra elmozgatva a normálvektor egyenese mentén, az épp a \mathbf{D} pontban fogja érinteni a segédgömböt (6. ábra).



6. ábra. Három ponttal megadott sík jellemzői

$\mathbf{P}_{1,2,3}$ = észlelési pontok, amelyek megadják az S síkot; \mathbf{D} = sík normálisának dőféspontja; δ = dőlésszög; α = dőlésirány (azimut); u_D = D dőféspont segédszélessége; v_D = D dőféspont segédhosszúsága; d = S' sík távolsága a relatív koordináta-rendszer \mathbf{O} origójától; \mathbf{Z} = zenitpont; \mathbf{O} = gömbközpont; \mathbf{R} = gömb sugara

Figure 6. Features of a plane determined with three points

$\mathbf{P}_{1,2,3}$ = observation points determining the S plane; \mathbf{D} = plunge-point of the normal to the plane; δ = dip angle of the plane; α = azimuth; u_D = parametric latitude of the D plunge-point; v_D = parametric longitude of the D plunge-point; d = distance of the S' plane from the \mathbf{O} origin; \mathbf{Z} = zenith point; \mathbf{O} = centre point of the sphere; \mathbf{R} = radius of the sphere

A \mathbf{D} pont x_D', y_D', z_D' relatív koordinátáit legegyszerűbben úgy kaphatjuk meg, ha az elmozgatott sík (S') és saját normálvektor-egyeneseinek dőféspontját kiszámoljuk.

$$\mathbf{N}^* \cdot \mathbf{D} + d = 0 \quad (26)$$

a \mathbf{D} ponton áthaladó S' sík egyenlete;

$$\mathbf{O} + \mathbf{N}^* \cdot t = \mathbf{D} \quad (27)$$

a \mathbf{D} ponton áthaladó \mathbf{N} normálvektor egyenesének egyenlete.

Ahol d értéke a sík origótól való távolsága; jelen esetben a relatív \mathbf{O} origóhoz viszonyítva d megfelel a segédgömb \mathbf{R} sugarának, mivel a \mathbf{D} érintőpontja a gömbnek. A fenti egyenletekből kifejezhető t nyújtási paraméter.

$$t = - \frac{\mathbf{N}^* \cdot \mathbf{O} + R}{N_x^{*2} + N_y^{*2} + N_z^{*2}} \quad (28)$$

Ugyanez koordinátatengelyekkel párhuzamos komponensekre bontva:

$$t = - \frac{N_x^* \cdot x_0' + N_y^* \cdot y_0' + N_z^* \cdot z_0' + R}{N_x^{*2} + N_y^{*2} + N_z^{*2}} \quad (29)$$

Mivel a normálvektor egyenese merőleges a síkra, a (28, 29)-es egyenletek nevezője 1 lesz; x_0', y_0', z_0' pedig nulla értéket vesz fel a relatív koordináta-rendszer kezdőponti koordinátájaként. Így a t nyújtási paraméter az \mathbf{R} -nek -1 szerese lesz.

$$t = -R \quad (30)$$

A relatív koordináta-rendszerben x_0', y_0', z_0' értéke tehát nulla. Ennek megfelelően az egyenes (27)-es egyenletéből kifejezhetők x_D', y_D', z_D' relatív koordináták.

$$x_D' = t \cdot N_x^* \quad (31)$$

$$y_D' = t \cdot N_y^* \quad (32)$$

$$z_D' = t \cdot N_z^* \quad (33)$$

A kapott értékekből az elforgatott koordinátatengelyek szerint módosított Gauss-féle paraméteres egyenletek (5) (6) (7) segítségével kifejezhető az u_D és a v_D , amelyekből a sík dőlésszöge (δ) és dőlésiránya (α) egyszerűen átszámolható.

$$\alpha = 180^\circ - v_D \quad (34)$$

ha a \mathbf{D} pont az \mathbf{O} -tól keletre esik;

$$\alpha = 360^\circ - (v_D - 180^\circ) \quad (35)$$

ha a \mathbf{D} pont az \mathbf{O} -tól nyugatra esik;

$$\delta = 90^\circ - u_D \quad (36)$$

A kapott dőlésirány érték — mind a két pont és dőlésszög, mind pedig három pont ismeretében esetén bemutatott számítási módszer eredményeként — egy derékszögű koordináta-rendszer északi tengelyéhez viszonyított szögérték. A valóságban mérhető dőlésirány a már említett mágneses elhajlás mértékétől függően ettől eltérő lehet.

Töréses szerkezetek modellezése felületként

Nagyobb kiterjedésben a szerkezeti elemek nem modellezhetők egyszerű térbeli síkként, mivel morfológiai jellegük annyira komplexsége válik, hogy síkkal való közelítésük túl nagy hibát eredményezne. Ezzel együtt, a modell továbbra is felület tulajdonságú marad, tehát a törési síknak nem lesz vastagsága ugyanúgy, ahogy az egyszerű sík esetében sem volt (7. ábra).

A töréses felületek modellezésének alapvető feltétele, hogy a térben megfelelő számú alapadat álljon rendelkezésre, amelyek azonosíthatóan ugyanazon szerkezeti elemhez tartoznak. A modell alapadatait hierarchikusan két csoportra lehet osztani. Az elsődleges vagy statikus adatok közé tartoznak a felszíni észlelések és fúrásadatok, amelyek térbeli pozíciója jól meghatározható. Ezekből állíthatók elő a másodlagos vagy levezetett adatok matematikai interpolációs eljárásokkal (ALBERT 2003). Bemenő adat lehet egy feltételezett észlelési pont (pl. felszíni szerkezeti elemmel nem korrelálható törészóna egy fúrásban), egy szeizmikus szelvény vagy akár egy geomorfológiai bélyegek alapján meghúzott lineamens is. Ezek a bizonytalan térbeli helyzetű entitások ugyan észlelésből származnak, mégis sokszor a másodlagos adatok közé sorolandók, mivel térbeli attribútumaik nem határozhatók meg pontosan. Észlelési méretarányban a felület modellezésének folyamata során a statikus adatok nem torzulhatnak, ezért a modellfelület létrehozásához olyan módszert kell használnunk amely az elsődleges adatokat megőrzi, a levezetett adatokat pedig dinamikusan kezeli.

A modellezett felület geometriája lehet szabályos rácsháló (grid), vagy szabálytalan háromszögháló (TIN = Triangulated Irregular Network; pl. a 6. ábra modellje). Mivel a természetben a szerkezeti elemek ritkán észlel-

hető szabályos rácsháló mentén, az ilyen modell általában levezetett adatokat tartalmaz. Ebből következően, ha el akarjuk kerülni a statikus adatok torzulását, a modellezett felület geometriája szabálytalan háromszögháló kell, hogy legyen még akkor is, ha interpolációval előzőleg már létrehoztunk egy rácshálómodellt a területről. A térbeli háromszögek csúcspontjai három észlelési pontként is fel-foghatók, ami lehetővé teszi, hogy az adott háromszöglap dőlésirányát és dőlésszögét a korábban ismertetett módon számoljuk ki.

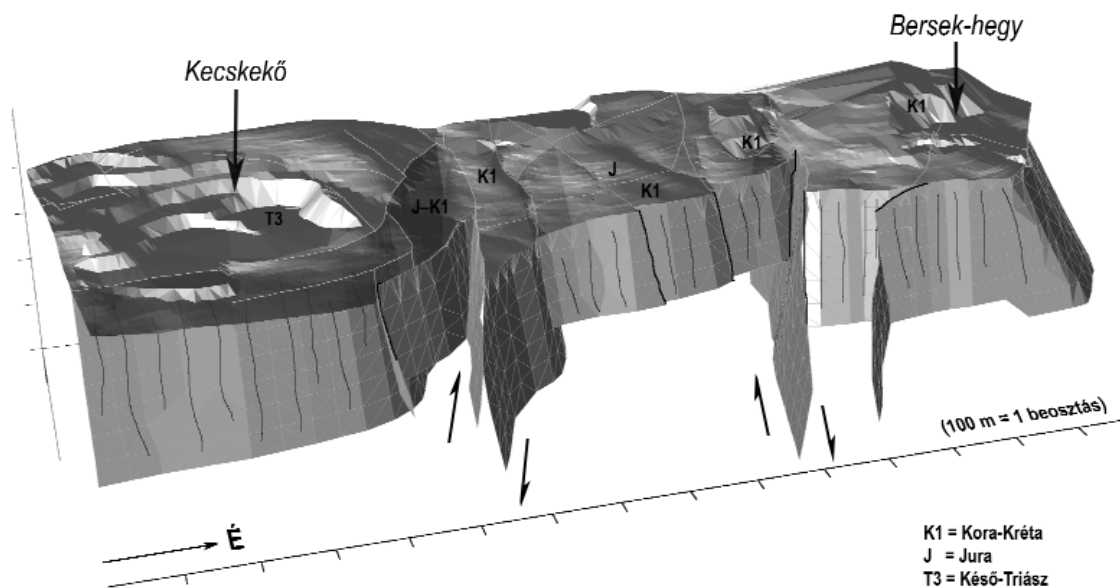
Felszíni észlelési ponton gyakran mérhető a szerkezeti elem dőlése (δ) és dőlésiránya (α). Ezeknek az adatoknak az integrálása a modellbe kiemelten fontos. A beillesztés történhet manuálisan az aktuális szoftverkörnyezetben végrehajtott geometriai műveletekkel vagy automatikusan. Több adat esetén célszerű az automatikus módszert választani, ami a gyakorlatban referenciapontok előállítását jelenti az észlelési pontokból induló irányvektor segítségével. Az irányvektorok hosszát (L) a modell névleges méretaránya szerint választjuk meg (pl. 1:10 000-es modellnél 100 m). A referenciapontok koordinátáit trigonometriai összefüggések segítségével kapjuk meg.

$$\Delta x = \frac{\sin \alpha}{L \cdot \cos \delta} \quad (37)$$

$$\Delta y = \frac{\cos \alpha}{L \cdot \cos \delta} \quad (38)$$

$$\Delta z = \frac{\sin \delta}{L} \quad (39)$$

Itt Δx , Δy és Δz a referenciapont és a kiindulási pont közötti különbségvektor 3 komponense. A pontos eredmény érdekében itt is célszerű korrigálni az adott ponton mért dőlésirány értékeket az aktuális mágneses elhajlás és



7. ábra. Felületként megjelenített vetőmodellek a Kelet-Gerecsében (ALBERT 2005 nyomán)

Figure 7. Surface models of faults in the Eastern Gerecse (after ALBERT 2005)

a vetületi meridián konvergencia mértékével. Az előállított referenciapontok másodlagos bemenő adatok, így azok rugalmasan kezelhetők a modellezés során.

A modellszerkesztés következő lépcsőfoka a felületek lehatárolása, illetve a szerkezeti elemek hierarchiájának megállapítása. Ez a gyakorlatban különböző modellfel-színek metszésvonalának kiszámítását jelenti. A modellfel-színek komplexitása többnyire nélkülözhetetlenné teszi háromdimenziós modellezőszoftver alkalmazását, amely a számításokat beépített függvények segítségével végzi el.

Felületmodellek közti térgeometriai műveletek segítségével — amelyek alapja egyszerű lineáris algebra — két egymást fedő felület metszésvonala kiszámítható, amely a modell térben egy háromdimenziós térgörbe lesz. Az, hogy két felület fed-e egymást vagy nem, a felülnézeti kép alapján határozható meg, ami legtöbbször a pontok magassági attribútumait megjelenítő z tengely felőli, ortogonális nézetnek felel meg. Ugyanebből a nézőpontból definiálhatók a felület első határológörbéi is. Ezek később a felületek közti műveletek során módosulhatnak. Sokszor a szerkezeti elemekről olyan kevés információ áll rendelkezésre, hogy az észlelési pontok elterjedése megadja a határvonalakat is. Ahhoz, hogy kettő vagy több szabálytalan háromszöghálómodellel térgeometriai műveleteket végezzünk, létre kell hoznunk a felületeken a műveletben szereplő többi felület csomópontjainak merőleges vetületi pontját. Ha felületmodellező szoftverrel dolgozunk, ez automatikusan megelőzi a térgeometriai műveleti parancsot, így csak annyit észlelünk belőle, hogy a végeredményként létrejövő felület csomópontjainak száma a kiindulási felületek egyedi csomópontjainak összege lesz. Két felület (pl. A és B) metszésvonalának meghatározásához a felületeket ki kell vonni egymásból

$$A - B = C \quad (40)$$

ahol C az új felület, amelynek 0 magassági értéke (0-s izovonal) megadja a metszésvonal ortogonális képét. Ha a kapott felületnek nincs 0-s szintvonala, a kiindulási modellfelületek nem metszik egymást. A metszésvonal háromdimenziós térgörbéjét az így előállított zéróértékű (2D) izovonal bármelyik kiindulási felületre történő merőleges vetítésével kapjuk meg.

A fent ismertetett műveletek jellegükből adódóan nem teszik lehetővé ún. „áthajló felületek” létrehozását. Átbuktatott felületek modellezésére kézenfekvő megoldás, ha a szerkezeti elem modelljét felbontjuk normál településű és átbuktatott településű felületelemekre. Ennek hátránya, hogy megnöveli az elemzések során végrehajtandó térgeometriai műveletek számát, különösen akkor, ha az átbuktatott és normál településű elemek többször váltakoznak (pl. többszörösen gyúrt takaróredő feltolódásának modellje). Szintén hátránya a módszernek, hogy teljesen függőleges síkot nem tud szerkezeti felületként kezelni, így adott esetben 90° közeli dőlést kell megadni a törésszerkezeteknek. Léteznek azonban speciális, földtani modellezésre fejlesztett szoftverek, amelyek képesek összetett

felületeket egy objektumként kezelni, valamint a fent említett technológiai problémákat kiküszöbölni a geometriai műveletek során.

A szerkezeti elemek hierarchiájának meghatározására sok esetben csak a modell vizsgálata során adódik lehetőség (ALBERT 2003). Ezért a modell fejlesztői környezetben olyan adatszerkezet kialakítása a cél, amely rugalmas háttérül szolgál a többfázisú tektonikai modellek alternatíváinak. Ennek egy módja, ha a különböző felületek alkotópontjait független háttéradatbázisban tároljuk, melynek a másodlagos adatokat tartalmazó részét addig módosítjuk a modell térbe szerkesztett paraméterekkel (pl. határoló- és idomvonalak), míg a megjelenített felületmodell el nem éri a kívánt geometriát.

Szerkezeti elemek egyedi azonosítása adatbázisokban

A szerkezeti elemek felületként történő definiálása magával vonja a definiált szerkezetek elnevezését is. Ez egy-két felület esetén nem okoz problémát, azonban komplex vagy nagy kiterjedésű modellek esetén a megjeleníteni kívánt szerkezeti elemek száma is nagy lehet. Ahhoz, hogy a felületek elemzése és megjelenítése gyorsan végrehajtható legyen, illetve esetleges módosítása minimális kockázattal járjon, jól értelmezhető nevet kell adni az önálló szerkezeti elemeknek. Informatikai megközelítésből nézve azonban e nevek egyedi azonosítóként fognak szerepelni. Egyedi azonosító kódok rendszerének kialakítását a felületek alkotópontjait tartalmazó független háttéradatbázis is szükségessé teszi. A tektonikai elemek elnevezésére jelenleg nincs általánosan elfogadott gyakorlat, azonban a jelentős szerkezetek névvel való megjelölésére világszerte több példa is akad (Great Glenn Fault, San Andreas Fault, Telleldi Róth vonal). Ezek egyedi elnevezését tudománytörténeti okok indokolják.

Regionális tektonikai modelleknél, ahol a virtuális térben akár 40-50 szerkezeti elem felületét is megjeleníteni és kezelni kell, az egyedi elnevezések már átláthatatlanok, így más megoldást kell találni. Gyakorlati alkalmazások során vetődött fel, hogy a litosztatográfiai képződményekhez hasonlóan a szerkezeti elemek is formációkba, ún. „tektonikai formációkba” lennének sorolhatók. Két szerkezeti elem akkor sorolható ugyanabba a tektonikai formációba, ha földrajzilag közel helyezkednek el egymáshoz, és kialakulásukért ugyanaz a tektonikai folyamat a felelős.

A tektonikai formációk meghatározásánál — csakúgy, mint a litosztatográfiai formációkénál — lényeges szempont lenne a térképen való ábrázolhatóság, illetve a vizsgált terület földtani arculatának áttekinthető bemutatása (FÜLÖP et al. 1975). E párhuzam elsősorban azért fontos, mert a földtani térképek térinformatikai feldolgozása során használt egyedi litológiai indexekhez hasonlóan a szerkezeti elemeket jelölő azonosítóknál is az a cél, hogy szemléletességüket megőrizve eleget tegyenek a térinformatikai adatbázisokkal való kompatibilitás feltételeinek. Legfon-

tosabb feltétel az indexek egyedisége; további szempont az indexek karaktorsorának a 8 bites kiterjesztett ASCII kódtáblával (ISO/IEC 8859-1) való kompatibilitása, valamint a bejegyzések 32 karakternél rövidebb mivolta, ami az adatbázis-kezelő programok mezőméretének korlátozottsága miatt fontos.

A litológiai indexek adatbázisban tárolható formája a formációnév kezdőbetűje, illetve kvarter képződmények esetén a genetikai besorolás mellett, hordozza a korra és esetenként a litológiára vonatkozó információt is (GYALOG 1996). Ennek analógiájaként az adatbázisban tárolható tektonikai index is hordozhatna leíró jellegű információkat, amelyek közül a legfontosabb a töréses szerkezeti elem képződésének mechanikai körülményeire utalna (normálvető, feltolódás, jobbos- és balos oldalelmozdulás, illetve egyszerű törésvonal). További fontos szempont a szerkezeti elem dőlésiránya (égtáj szerint), meghatározhatóságának mértéke (észlelt, megállapított és feltételezett), továbbá rendűsége (1, 2) és nem utolsó sorban működésének kora. Az utóbbit sok esetben nem lehet egyértelműen megállapítani, így célszerűbb objektumhoz, illetve adatbázis bejegyzéshez csatolt attribútumként tárolni. Az alábbiakban bemutatott példák a pusztamaróti térképezési lapon (ALBERT 2004) észlelt vagy megállapított szerkezeti elemek indexelésére tesznek kísérletet.

kp_F1e_ek02

Kis-piszncei Tektonikai Formáció (*kp*) észlelt (*e*), elsőrendű (*I*), északkeleti dőlésű (*_ek*) 2-es számú (*02*) feltolódása (*F*);

pm_Nm_ddny01

Pusztamaróti Tektonikai Formáció (*pm*) megállapított (*m*), dél-délnyugati dőlésű (*_ddny*) 1-es számú (*01*) normálvetője (*N*);

pm_NJf_ek01

Pusztamaróti Tektonikai Formáció (*pm*) feltételezett (*f*), északkeleti dőlésű (*_ek*) 1-es számú (*01*) jobbos elmozdulásos komponensű normálvetője (*NJ*).

Az itt felsorolt elnevezések és rövidítések csak ajánlások. A módszer részletes kidolgozásához több szakértő egyeztetése szükséges.

Töréses szerkezetek modellezése kőzettestként

Kőzettetek modellezésére gyakran voxel (volume element = térfogatelem) technológiát alkalmaznak, amelynek lényege, hogy a virtuális teret szabályos térháló szerkezetbe rendezik, amelynek csomópontjaihoz vagy éllel határolt térelemeihez közzettulajdonságot leíró adatokat csatolnak. A modell felbontása a térháló rácspontsűrűségének függvénye. Ebből következően a töréses szerkezetek szemléletes modelljének elkészítéséhez — amelyben a törészóna vastagsága esetleg csak néhány centiméter — különösen nagy felbontású modellre lenne szükség. Akkor indokolt ezt a technológiát alkalmazni szerkezetföldtani modellekhez, ha a rendelkezésre álló adatmennyiség az előállítandó modell felbontásának (részletességének)

megfelelő, vagy a későbbi feldolgozás során nélkülözhetetlen a töréses szerkezeti elemek térbeli kiterjedéssel való megjelenítése (pl. áramlási modellek).

A voxel technológia földtani vonatkozású alkalmazásai egyre inkább terjedőben vannak. Egyik legprogresszívebb területe a szénhidrogén-kutatásban már több mint 30 éve jelen lévő 3D szeizmikus módszerhez kötődik. E módszerrel a vizsgált tér teljes volumenére előállíthatók adatok, amelyek egy adott térelemet a visszaérkező jel intenzitásával jellemeznek (BROWN 1986). A voxel elsődleges attribútumértékét tehát a szeizmikus jel intenzitása adja, amelyet az adatelemzés során közzettani, rétegtani és egyéb földtani paramétereknek feleltetnek meg.

Az így előállított óriási adatmennyiség természetesen a térrész szerkezeti felépítéséről is hordoz információt, amelyet különböző adatelemző módszerekkel lehet kinyerni. Ilyen módszer lehet a kézi kiértékelés, a különböző interpolációs eljárások, valamint automatizált 2D és 3D jelkövető eljárások. Az utóbbiak közé tartozik a „voxel tracing” (~ térbeli jelkövetés) amely egy kontroll-térelemből kiindulva annak szomszédjait, majd a szomszédok szomszédjait vizsgálva nyomon követi a jelet a teljes adatmező kiterjedésében (DORN 1998). Különböző interpolációs eljárások alkalmazása, amelyeket elsősorban felületek előállítására használnak, a térháló szerkezetű modelleknél általában túl időigényes; mégis sokszor kerül elő, ha az adatsűrűség nem teszi lehetővé automatizált jelkövető eljárások alkalmazását. A kézi kiértékelés, amely a legtöbb geológus számára leginkább vonzó, sajnos egyben a leglassabb módszer is. Csak akkor indokolt, ha kevés vagy nagyon egyenetlenül elszórt adat áll rendelkezésre.

Mind az interpolációs, mind a kézi kiértékelésből előállított levezetett adatokat a térháló modell megfelelő felbontásához igazítva, megkapjuk a szerkezeti elemeket szimuláló voxelek csomópontjait. Ezek megbízhatóságát, ami az előállítási módszerek függvénye, a kiértékelőnek mindig szem előtt kell tartania.

Összefoglalás

A bemutatott modellezési módszerek a tektonikai szerkezetek egy csoportjára, a töréses szerkezetekre fókuszáltak. A módszerek közös alapelve az emberi „kézimunka” minimalizálása volt. Ennek tükrében mind a regionális (10 000–100 000), mind az észlelési (100–10 000) méretarány törésmodelljeinek elkészítéséhez konkrét módszereket mutattunk, amelyek félig vagy teljesen automatizált feldolgozási eljárásokat tesznek lehetővé. Kijelenthető, hogy az automatizálás legfőbb feltétele a konzisztens, jól strukturált háttéradatbázis, amelynek karbantartása legalább olyan fontos, mint a kiépítése. Az adatbázisok szerkezeti feltételeinek megfelelő, ugyanakkor a földtani szemléletességnek eleget tévő tektonikai indexrendszer kidolgozása szintén alapkövetelmény. Egy ilyen rendszert dolgoztunk ki gyakorlati alkalmazások során, és mutattunk be e tanulmányban.

A modellezési környezet nagyban befolyásolja az alkalmazható technológiát, de a modellezés módszerét elsősorban a rendelkezésre álló adatok mennyisége és eloszlása, illetve a modell célja kell, hogy meghatározza. Habár a bemutatott módszerek a kézi adatkiértékelést igyekeznek helyettesíteni, általános elvük mégis szakember irányítását feltételezi. Lényegük a 3D földtani kép minél gyorsabb előállítására. Megállapítható, hogy az adatok integrálásának első lépése az, amit az automatizálás leginkább felgyorsíthat. Ugyanakkor ez a legfontosabb lépés is, mivel a kiértékelő ekkor kap először átfogó képet a rendelkezésre álló adatok mennyiségéről, eloszlásáról és megbízhatóságáról.

A gyakorlat azt mutatja, hogy a bemutatott módszerek közül a térháló- és felületmodellek hibridje az, ami a leginkább előremutató. A jelenleg rendelkezésre álló földtani adatbázisok azonban még kevés területről nyújtanak olyan adatsűrűséget, ami jó felbontású térháló modellek előállítását tenné lehetővé. Az általános céllal készített földtani modellek készítéséhez leggyakrabban fúrás adatbázisokat és felszíni észlelési térképeket alkalmaznak.

Ezek adatsűrűsége legfeljebb az interpolációs és kézi kiértékelés együttes alkalmazásához elegendő. Ilyen esetben az adathiány ellenére térhálómodell létrehozni csak speciális célú (pl. migrációs) modellek készítésekor indokolt.

Köszönetnyilvánítás

A bemutatott modellezési módszerek gyakorlati alkalmazását elsősorban a Bátaapátiban végzett felszíni földtani kutatás indította el, amely a kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányult. Az alkalmazott módszerek továbbfejlesztésére a Magyar Állami Földtani Intézet költségvetési feladatain belül végzett hegyvidéki földtani térképezés adott alkalmat, amely a Vértes és a Gerecse területén folyt. A modellezés témakörének beépítését az említett kutatási programokba Bátaapáti esetén dr. Gyalog László, a hegyvidéki térképezési program esetén dr. Budai Tamás tette lehetővé.

Irodalom — References

- ALBERT, G. 2003: Modelling of subsurface geological structures on a future disposal site of low- and intermediate-level radioactive wastes. — *European Geologist. Journal of the European Federation of Geologists*, Dec. 2003, pp. 23–26.
- ALBERT G. 2004: Pusztamarót észlelési és fedett földtani térképe 1:10 000 — *A Vértes és a Gerecse földtani térképsorozata, kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet
- ALBERT, G. 2005: Structural model of the Bersek and Kecskék Hills in the North-eastern Gerecse – A three-dimensional visualization. — *Geolines, Institute of Geology, Academy of Sciences of the Czech Republic*. 19, p. 15.
- ALLAN, U. S. 1989: Model for hydrocarbon migration and entrapment within faulted structures. — *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 73, pp. 803–811.
- BAGTZOGLU, A. C. 2003: Perched water bodies in arid environments and their role as hydrologic constraints for recharge rate estimation: Part 1. A modeling methodology. — *Environmental Forensics Journal* 4 (1), pp. 39–46.
- BIRÓ P. 1985: *Felsőgeodézia*. — Tankönyvkiadó, Budapest 1985.
- BROWN, A. R. 1986: Interpretation of three-dimensional seismic data (AAPG Memoir 42) 5th edition. — *American Association of Petroleum Geologists*, 514. p. (1999)
- DORN, G. A. 1998: Modern 3-D seismic interpretation. — *The Leading Edge* 17 (9), pp. 1262–1273.
- FÜLÖP J., CSÁSZÁR G., HAAS J., EDELÉNYI E. 1975: *A rétegtani osztályozás, nevezéktan és gyakorlati alkalmazásuk irányelvei*. — Magyar Rétegtani Bizottság, p. 13.
- GROSHONG, R. H., JR. 1999: *3-D structural geology*. — Springer-Verlag, Heidelberg, 324 p.
- GYALOG L. (szerk.) 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa* 187, 171 p.
- HAJÓS GY. 1966: *Bevezetés a geometriába*. — Tankönyvkiadó, Budapest, p. 512.
- KOVÁCS, P., KÖRMENDI, A. 1999: Geomagnetic repeat station survey in Hungary during 1994–1995 and the secular variation of the field between 1950 and 1995. — *Geophysical Transactions* 42 (3–4), pp. 107–132.
- MIHÁLYI SZ. 1995: *A magyarországi geodéziai vonatkozású vetületi rendszerek leíró katalógusa*. 4. kiadás. — Földmérési és Távérzékelési Intézet, Budapest
- PATERSON, J. B. (ed.) 1997: ISO/IEC 8859-1:1997 (E) 7-bit and 8-bit codes and their extension. — *International Organization for Standardization, Joint Technical Committee no 1, Subcommittee no 2, Athens*, (1998)
- SMART, W. M. 1960: *Text-book on spherical astronomy, 6th edition*. — Cambridge University Press, Cambridge, pp. 22–23.
- TURCZI, G., ALBERT, G., HAVAS, G., TISZA, A. 2004: Construction and application of a geological 3D model at the Bátaapáti (Üveghuta) Site. — [Földtani térmodell építése és alkalmazása a Bátaapáti (Üveghutai)-telephelyen]. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 2003, pp. 285–298.