

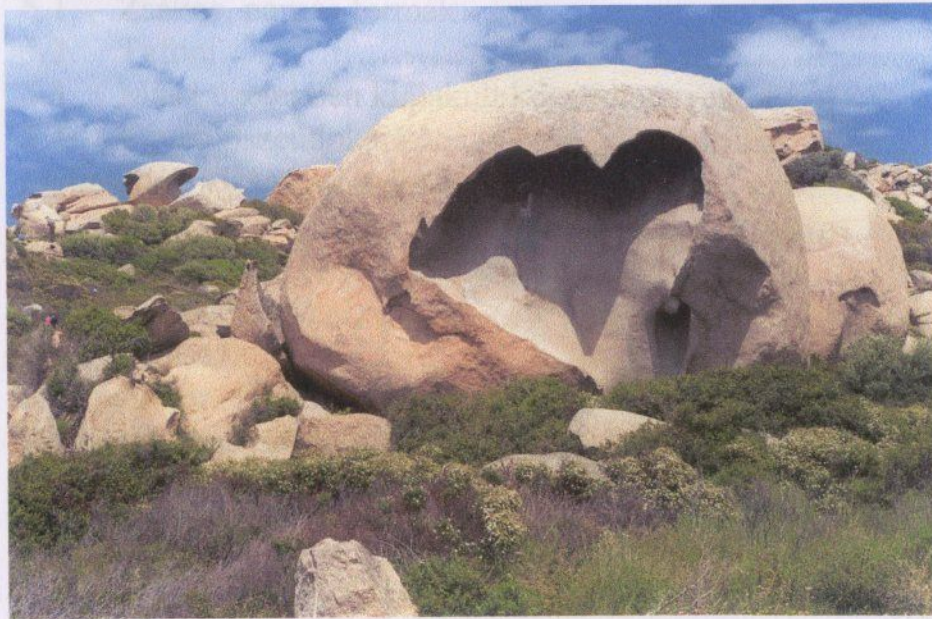
CHOLNOKY JENŐ
KARSZT- ÉS BARLANGKUTATÁSI PÁLYÁZAT

Tartalomjegyzék

PSZEUDOKARSZTOS JELENSÉGEK

VIZSGÁLATA KORZIKÁN

1. Bevezetés.....	1
2. Mi a tafoni?.....	2
3. Kutatástörténet.....	2
4. Korzika geológiája.....	4
5. Terepi észlelések.....	4



Készítette: Futó János, Füredi Valéria, Sallay Enikő
Sásdi László

Budapest, 2000.

Tartalomjegyzék

Összefoglalás.....	1
1. Bevezetés.....	2
2. Mi a tafoni ?.....	2
3. Kutatástörténet.....	2
4. Korzika geológiája.....	4
5. Terepi észlelések.....	4
5.1. Zsákos, párnás formák.....	4
5.2. Tafoni.....	5
5.3. Más kőzetekben kialakult képződmények.....	9
5.4. Egyéb pszeudokarsztos jelenségek gránitban.....	11
6. Felhasznált vizsgálati módszerek.....	12
6.1. A vékonycsiszolatok anyagának makroszkópos leírása.....	13
6.2. A vékonycsiszolatok anyagának mikroszkópos leírása.....	13
6.3. A kémiai vizsgálatok eredményei.....	14
7. A kialakító tényezők.....	14
8. Következtetések.....	15
9. Irodalomjegyzék.....	20

PSZEUDOKARSZTOS JELENSÉGEK VIZSGÁLATA KORZIKÁN

FUTÓ J.¹ – FÜREDI V.² – SALLAY E.³ – SÁSDI L.³

Összefoglalás

2000. májusában saját finanszírozású korzikai tanulmányúton vettünk részt, melyet †dr. Jakucs László szervezett. Az expedíció — melyen szervezési okok következtében külön, önálló csoportot alkotva vettünk részt — célja egy gömbfülke jellegű pszeudokarsztos forma, a **tafoni** tanulmányozása volt. Tanulmányutunk során különböző kőzettípusokban is észleltük a tafonikat, ezek a következők: gránit, gneisz, zöldpala, terciér konglomerátum, mészhomokkő. Metamorf kőzetekben az üregek a palásság síkjával párhuzamosan helyezkednek el. Az üledékes kőzetekben levő elnyújtott üregek a réteglapok mentén keletkeztek.

Egyéb pszeudokarsztos jelenségeket is tanulmányoztunk a gránitos kőzetfelszínen: közel vízszintes felszínen kialakult, kerekded, lapos mélyedéseket, ezek a „madáritatók”, valamint különböző mélységű vájatokat a meredek gránitfalakban, ezek a „bobjálya formák” és a kanellurák. Az előbbieket képződését kémiai mállással, az utóbbiakét a lefolyó csapadékvíz eróziós hatásával magyarázzuk.

Mintáinkról makroszkópos és mikroszkópos leírást készítettünk, valamint kémiai elemzés készült a főelemösszetételről és RTG-diffrakciós vizsgálat.

Megállapítható, hogy a fő tafoni kialakító tényezők: a klíma, mely befolyásolja a kémiai mállást, a párologást és a hőmérséklet ingadozást, valamint a fizikai mállás, a szelek és az exfoliáció. Tapasztalataink alapján a tafoni kémiai mállás előzetes hatása utáni fizikai mállás során keletkeznek, létezésüket a gránitsziclákat védő ún. mállási kéreg védő szerepének köszönhetjük.

3. Kutatástörténet

¹ Bakonyi Természettudományi Múzeum

² Magyar Külkereskedelmi Bank

³ Magyar Állami Földtani Intézet

1. Bevezetés

A gránit mállása során rendkívül érdekes felszíni formakincs képződhet, ennek tanulmányozására Magyarországon sajnos igen kevés a lehetőség. A Korzika szigetén ismert formákra †Dr. Jakucs László hívta fel a figyelmet egy 1999. évi előadása során, melyben elsősorban a tafonikra helyezte a fő hangsúlyt. Véleménye szerint – bár kialakulásukban több tényező is szerepet játszik – nem hagyható figyelmen kívül a szingenetikus keletkezési mód sem. Az üregek ebben az esetben a gránit lassú kihűlése során az olvadékban megrekedt gázbuborékok maradványüregei lehetnek.

Jakucs L. 2000. május 14-28 közötti időszakra hívott meg néhány szakembert egy korzikai tanulmányútra, melynek – szervezési okok következtében külön, önálló csoportot alkotva - mi is részesei lehettünk. Az alábbiakban ennek a tanulmányútnak a szakmai tapasztalatait foglaljuk össze.

2. Mi a tafoni?

A tafoni szó geomorfológiai terminus, melyet *PENCK (1894)* használt először korzikai gránitok tanulmányozása során. *TERMIER (1963)*, majd *JENNINGS (1968)* definiálta a korzikai dialektusból származó kifejezést, mely függőleges falú, kristályos kőzetben kialakult méhsejt üreget jelöl. A tafonik keletkezésének legkülönbözőbb fajtáit írták le a világ számos pontjáról. A tapasztalatok alapján a nedves trópusi klímát kivéve mindenféle éghajlati feltételek mellett kialakulhat. A tafonik gyakoriak a mediterrán-, sivatagi- valamint poláris területeken, tengerparti és tengertől távoli helyeken egyaránt megtalálhatók. Az anyakőzet is igen változatos lehet: mélységi magmás (gránit, diabáz), kiömlési magmás (riolittufa) üledékes (homokkő, mészkő), metamorf (gneisz, kristályos pala) egyaránt. Az üregek mérete eltérő, természetesen a kialakulás kezdetén lehet centiméteres, a fejlettebbek viszont több métereseek. Ausztráliában a Vörös Szikla arkózás homokkővében 20 m-es is előfordul (*BALÁZS 1982*).

3. Kutatástörténet

A tafonikat kialakító tényezők területenként különböző súllyal szerepelhetnek, ezek tekintetében a kutatók között általában széleskörű vita bontakozott ki. Alapvető fontosságú a kialakító tényezők figyelembe vételekor, hogy a tafoni milyen éghajlati feltételek mellett keletkezik.

TERMIER (1963) méhsejt üregeknek írta le a tafonikat, melyek véleménye szerint mindig dél felé néző kőzetfelszínen alakulnak ki. *SEGERSTROM et al. (1964)* Atacama sivatagbeli tapasztalatai azt mutatják, hogy a legtöbb nyílás az uralkodó szélirányba tekint. A szerzők szerint a

kialakulásban a legfontosabb tényező a szélerózió, emellett a csapó eső, a fagyás, az inszoláció, a külső-belső nedvességtartalom különbsége, a hidratáció és sómarás egyaránt szerepet játszhat.

RÁDAI 1980-ban spanyolországi miocén mészkövekben kialakult tafonik vizsgálatakor a tafoni kialakulásának hatótényezőiként a kőzetminőséget és a klímát látta, miszerint a levelesen elváló-porlódó anyag a gravitáció hatására lehull, s a szél el szállítja.

Az apró üregek képződését (méhsejtes mállásforma) *MUSTOE* (1982) sókristálynövekedéssel magyarázta, mely a tengerparton természetesen tengeri eredetű. Kutatásait a Cascade-hegységben elsősorban arkóznál végezte. Hasonló következtetésre jutott *BRADLEY* (1978) *et al.* és *TWIDALE* (1976, 1982) is, akik számos helyen vizsgálták ezen formák képződését, szerintük is a fő tafoniformáló tényező a sókristálynövekedés. *KLAER* (1973) a korzikai tafonik esetében jutott ugyanerre a megállapításra. *TWIDALE* (1963) hangsúlyozta továbbá a kőzetszerkezet ill. a szövet fontosságát. A tafonit megelőzően kialakult kis mélyedések, „madáritatók” genetikájával foglalkozott.

Más éghajlati feltételek között képződött tafonik esetében hasonló megállapításra jutott *MATSUKURA* (1989), aki szerzőtársaival a tengeri hullámverés és a sómarás szerepét hangsúlyozta. Japánban a Boso szigeten konglomerátumban, homokkőben és agyagkőben kialakult tafonikat vizsgálta.

DRAGOVICH (1966) dél-ausztráliai kutatásai során jutott arra a következtetésre, hogy a csapadékvíz egyenetlen lefolyása a kőzetfelszínen, valamint a talajnedvesség a sziklák lábánál eltérő intenzitású mállási folyamatot idéz elő.

BALÁZS (1982) sivatagi tanulmányútjainak tapasztalatai alapján a hidrolízist találta a tafoniképződés legfőbb tényezőjének.

CAMPBELL (1998) a hidratáció szerepét hangsúlyozta, mely az ásványok térfogatnövekedését idézi elő, ezáltal repeszi a kőzetet. A sókristálynövekedésnek és a fizikai mállásnak kisebb jelentőséget tulajdonított. Kutatási területe: Arizona közép-északi része.

CSUTÁK, JAKUCS (2000) szerzőpáros szerint a korzikai tafonik esetében szingenetikus üregképződés is valószínűsíthető, vagyis a magmaolvadék kigázosodása során a kihülő olvadékba belefagytak a gázbuborékok, (mely elsősorban CO₂ lehetett).

Ez a forma általában a kis magassági térszervek gránit szirtjein jellemző, melyek növény és talajmentesek. Előfordulnak egy-két m²-es, valamint több tíz m²-es felületek és tömbök. A gömbölyöttség mértéke eltérő, a gömbölyöttebb forma elsősorban a sziklafelszíneken lévő, kagambás jellegű tömbökre jellemző, ez a fejlettebb – lepusztultabb – forma. Hasonló forma sivatagi és szavanna területeken is ismert. Egyes több végzetekben tapasztaltuk, hogy a gránit jelentős vastagságban murvásodott, s a murva óda, illetve kevésbé mállott, korok közötti tömböket zárt meg.

4. Korzika geológiája

A sziget É-D-i kiterjedése 180 km, K-Ny-i 80 km. Partvonala erősen tagolt, meredek sziklás, kivéve a K-i oldalt, mely sík homokpart. Ezen az oldalon jellegzetes abráziós teraszok láthatók. A sziget legmagasabb hegysége a Monte Cinto (2710 m), az átlag magasság 578 m. A jelenlegi magasságkülönbségek posztmiocén mozgások során keletkeztek.

A sziget 9000 km²-es területe geológiailag 2 részre tagolható (1. ábra). Az ÉK-rész a Nyugati-Alpok folytatása, mely közvetlenül a Provence-i térséghez tartozott. Nizza térségében a Ligur-tenger alá bukó szubalpi láncok Korzika keleti hegyvidékén bukkannak ismét felszínre. A sziget mai helyzetét a terciér során Korzika-Szardínia 50°-os, K-i irányú elmozdulása eredményezte. Ez a forgás ÉNy-on ténnyekedést K-en viszont térrövidülést eredményezett, ennek következtében a ligur szerkezeti egység ofiolitos képződményei Ny-felé rátolódtak a sziget alaphegységi képződményeire. A metamorf, ofiolitos képződmények a sziget területének ¼-ét foglalják el (FISHER, 1999).

A sziget DNy-i része idős, variszkuszi eredetű, mely a sziget területének 2/3-át alkotja. Dominánsan hercini granitoid kőzetek alkotják, melyeket helyenként vulkáni telérek szelnek át. A hercini kőzetek Szardínián is folytatódnak. A szigetnek ez a része Dél-Franciaország idős masszívumaihoz (Fekete-hegység, Maures-Esterel-Tanneron) hasonló (DELGA, 1978). Ahol az alpi és az idős korzikai egység közti határvonal fut, É-D-i központi depresszió található (DELGA, 1978).

Az üledékes kőzetek közül fontos megemlíteni a terciér mészhomokkővet, mely Bonifacio meredek tengerpartját alkotja. A sziget É-i részén ugyancsak többfelé előfordul a terciér konglomerátum.

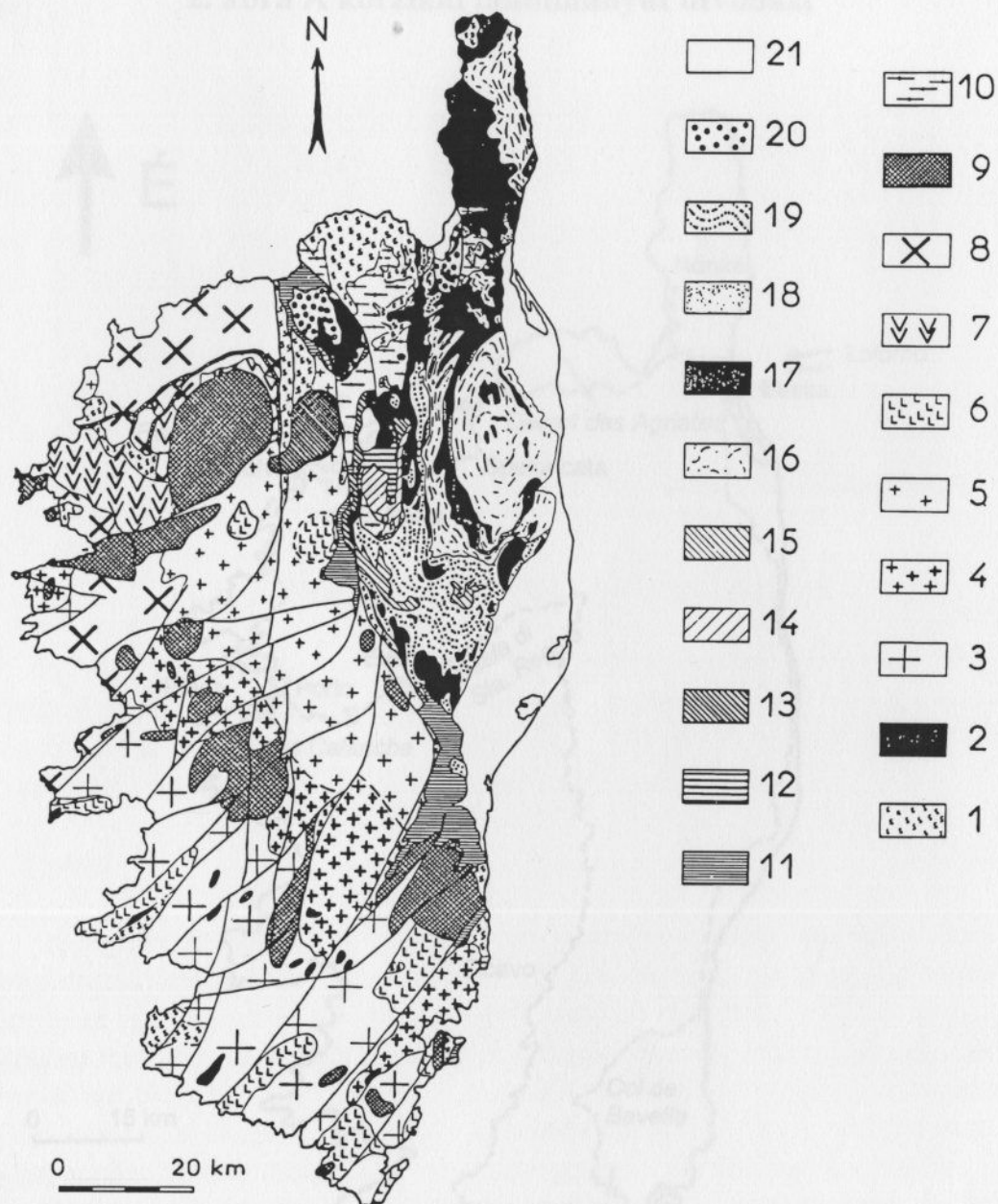
5. Terepi észlelések, következtetések

Tanulmányutunk (2. ábra) során az alábbi morfológiai formakincseket tanulmányoztuk.

5.1. Zsákos, párnás formák

Ez a forma általában a kis magasságú térszínek gránit szirtjeire jellemző, melyek növény és talajmentesek. Előfordulnak egy-két m²-es, valamint több tíz m²-es felületek és tömbök. A gömbölyítettség mértéke eltérő, a gömbölyítettebb forma elsősorban a sziklafelszíneken levő, kőgomba jellegű tömbökre jellemző, ez a fejlettebb – lepusztultabb – forma. Hasonló forma sivatagi és szavanna területekről is ismert. Egyes útbevégekben tapasztaltuk, hogy a gránit jelentős vastagságban murvásodott, s a murva üde, illetve kevésbé mállott, kerek közettömböket zárt magába.

1. ábra Korzika vázlatos geológiai térképe

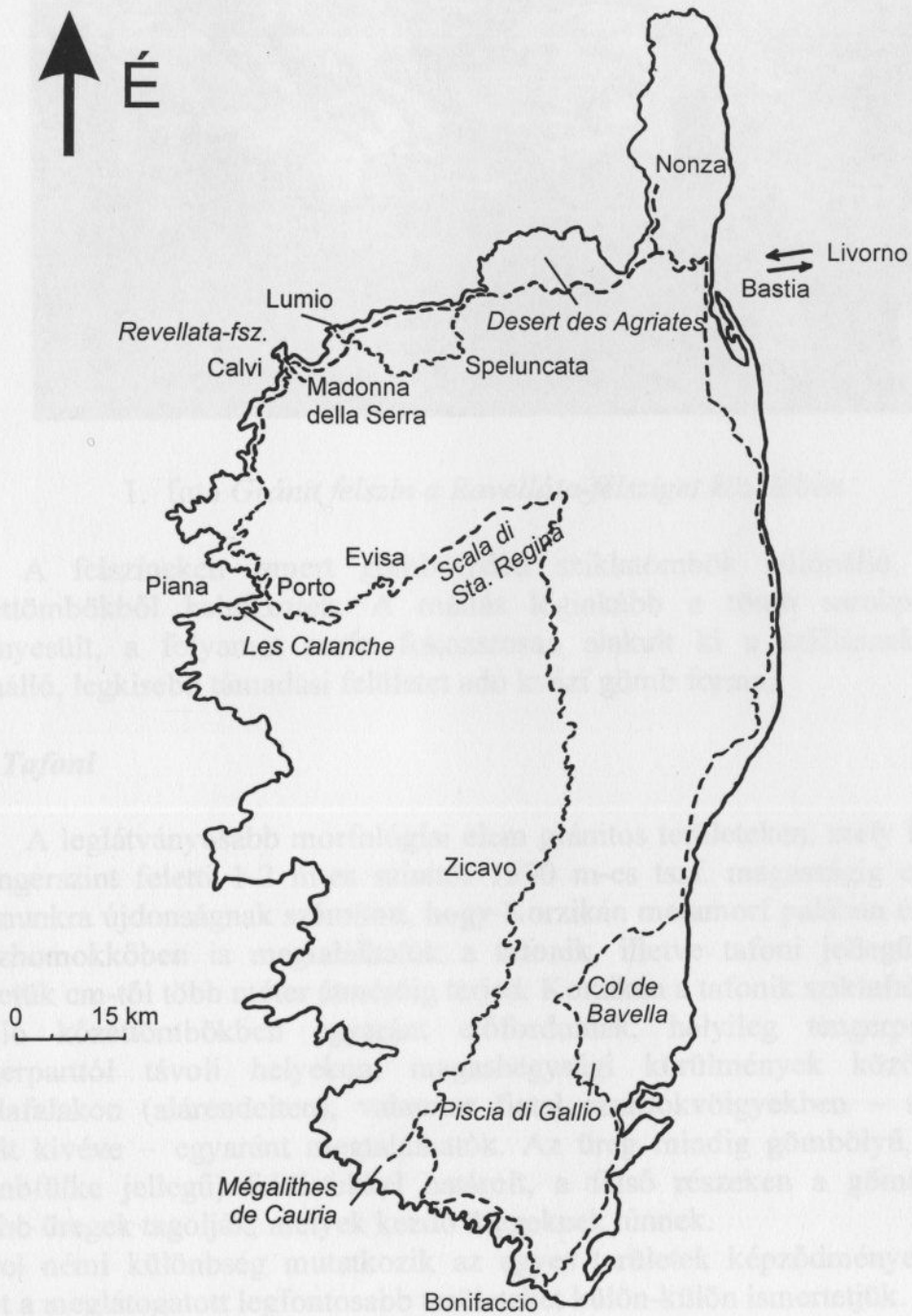


Jelmagyarázat

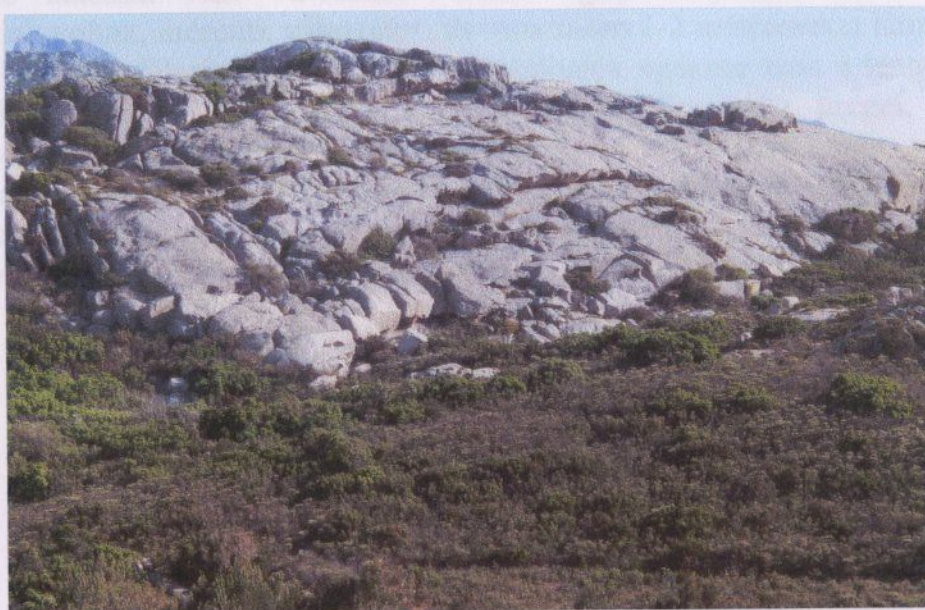
1. Gránit előtti metamorf és paleozoós sorozat 2. Gabbró-diorit 3. Granodiorit és monzogránit 4. Granodiorit és tonalit 5. Granodiorit és monzogránit 6. Leukokrata gránit 7. Mészalkáli vulkanit 8. K-os szubalkáli sorozat 9. Alkáli, anorogén komplexum 10. Kelet-korzikai gránit 11. Autochton sorozat 12. San Angelo egység 13. Corte egység 14. Santa Lucia egység 15. Bagliaccone-Rivantose egység 16. Castagniccia sorozat 17. Ofiolit 18. Santa Pietro di Tenda sorozat 19. Insecca sorozat 20. Sekély allochton egység 21. Neogén és kvarter

A kőzetfelszíneken általában mm-es vastagságú leválasztott kőzetdarabok találhatók, vagy szintén nagyon lepusztuló néhány mm-es-es, FeO- ill. MnO-dal színezett molliai kőzetek.

2. ábra A korzikai tanulmányút útvonala



A kőzetfelszíneken általában mm-m vastagságú leválási kőzethéjak láthatók, vagy szintén héjasan lepattogzó néhány mm-cm-es, FeO- ill. MnO-dal átítatott mállási kérgék.



1. fotó *Gránit felszín a Ravelláta-félsziget közelében*

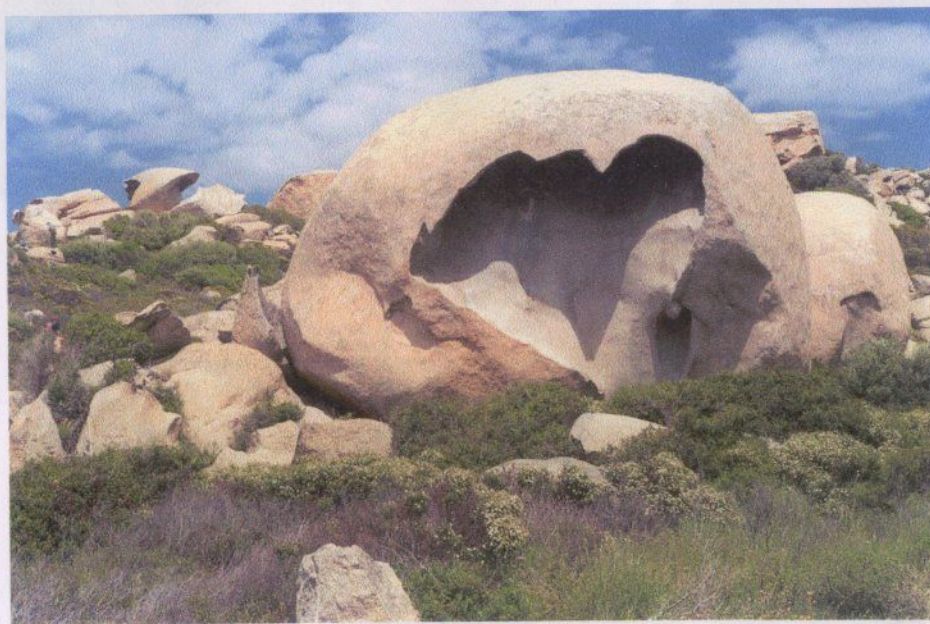
A felszíneken ismert gömbölyded sziklatömbök különálló, legurult kőzettömbökből keletkeztek. A mállás leginkább a tömb sarokpontjainál érvényesült, a folyamat során fokozatosan alakult ki a mállásnak jobban ellenálló, legkisebb támadási felületet adó kvázi gömb forma.

5.2. *Tafoni*

A leglátványosabb morfológiai elem gránitos területeken, mely Korzikán a tengerszint feletti 1-2 m-es szinttől 1500 m-es tszf. magasságig előfordul. Számunkra újdonságnak számított, hogy Korzikán metamorf palában és miocén mészhomokkőben is megtalálhatók a tafonik, illetve tafoni jellegű üregek. Méretük cm-től több méter átmérőig terjed. Korzikán a tafonik sziklafalakban és önálló kőzettömbökben egyaránt előfordulnak, helyileg tengerparton és tengerparttól távoli helyeken, magashegységi körülmények között kitett sziklafalakon (alárendelten), valamint fiatal szurdokvölgyekben – a legalsó zónát kivéve – egyaránt megtalálhatók. Az üreg mindig gömbölyű, homorú (gömbfülke jellegű) felületekkel határolt, a felső részeken a gömbfelület kisebb üregek tagolják, melyek kezdő üregeknek tűnnek. Mivel némi különbség mutatkozik az egyes területek képződményei között, ezért a meglátogatott legfontosabb területeket külön-külön ismertetjük.

A Desert des Agriates, magyarul gránitsivatagot jelent. Már a nevéből is következik, hogy a terület igen kopár, a növényzetet szúrós, macchia bozót képviseli. Az itt észlelhető nagy napi hőingadozás a kitett kőzetfelszínre repesztő hatással van. Tafonikat minden égtáj irányában találtunk. Igen gyakoriak voltak, méretük változatos, de maximum 1-2 métereseket láttunk.

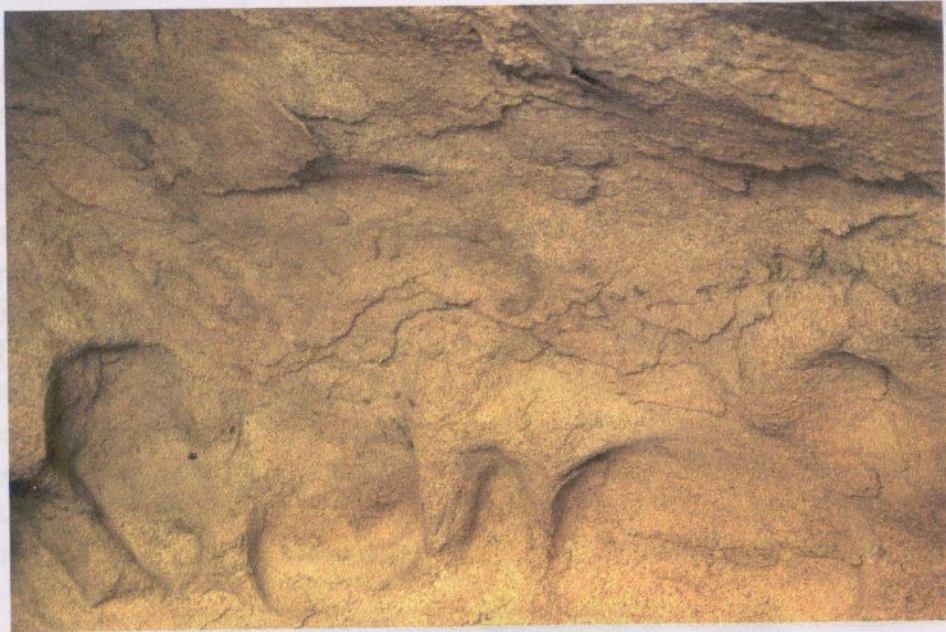
Ravellata félsziget: A tafonik megtalálhatók egészen lenn a tengerparton és attól 1-2 km-re D-re is, a szárazföld belsejében. Az üregek teljesen szabálytalan alakúak, eloszlásúak, méretűek. A kőzetfelszíneket vizsgálva megállapítható, hogy először a biotit, aztán a földpát perreg ki a kőzetből, végül kipreparálódva megmarad a kvarc. Ha a földpát nagy méretű (több centiméteresek is előfordultak), akkor az is megmaradhat kipreparálódva.



2.fotó *Típusos tafoni a Ravellata-félszigeten*

A félszigeten néhol aplitelérek szelik át a gránitot tektonikai hasadékok mentén (hálózatosan). Ezeken a helyeken az aplit marad meg kipreparálódva a kőzetből és körülötte mállik el a gránit. Gyakoriak az ultrabázis telérek is, melyekben ugyancsak találtunk apró, 10-20 cm-es tafoni jellegű üregeket.

A félszigettől DK-re levő területen (Madonna della Serra) a tafonik ugyancsak minden égtáj irányában megtalálhatók, méretük eléri a több méteres átmérőt is. Az üregek itt is szabálytalan eloszlásúak, alakúak. Jellemző a FeO-os, MnO-os kéreg, melyen belül a kőzettömb erősen mállott. A kőzettömb belseje levelesen mállik. A fotón látható kőzettömb esetében, – melyet sajtnak nevezünk el – jól látható, hogy a nagy üregeken belül, – melyet napellenzőként véd a lelógó kéreg – sok apró üreg alakult ki. Ezek az üregek naptól védett helyen találhatók, ahol kisebb a párolgás.



1. Fotó Mállási felület a tafoni belsejében

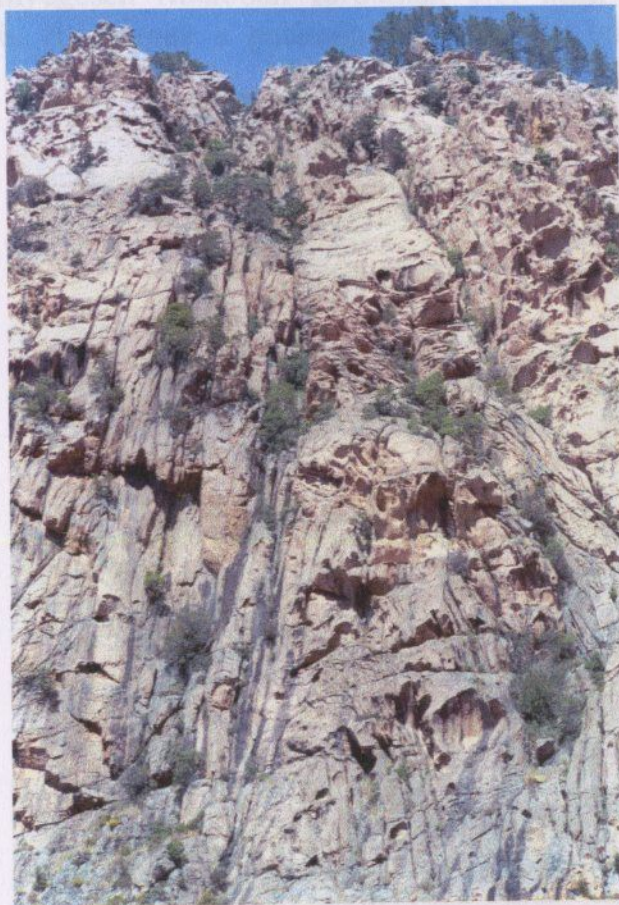


4. Fotó Fiatafonik egy pusztuló tafoniban

A terület egyik kőfejtőjében megállapítható volt, hogy a kőzet – a legfelső 2 m-t kivéve – ép, masszív, nem mállott, üregeket egyáltalán nem láttunk a szálkőzetben.

Lumioban a tengerparton bázisos kőzetelések szelik át a gránitot, de gyakoriak itt az 5-10 cm-es bázisos zárványok is. Általában a zárványok mállottak el, mivel a fő alkotók - a biotit és az amfibol - kevésbé ellenállóak. A repedések mentén gyakori, hogy apró üregek összenövéséből nagy, barlangszerű üregek keletkezhetnek. Számos ilyen több méter magas üreget láttunk a tengerparton, melyek abráziós barlangokhoz hasonlóan, kis üregek láncszerű összekapcsolódásával keletkeztek a kis méretű tafonikból a tengeri hullámverés hatására. A nagy sziklatömbök aljában található tafonik ugyanakkor pusztulnak az abrázió hatására.

Les Calanche (Vörös Sziklák) környékén a tengerparton ill. attól 1-2 km-re, 400 m tszf. magasságig magas gránittornyok alakultak ki függőleges repedések mentén. A gránit keményebb, ellenállóbb, mint a Ravellata-félszigeten, a gránittornyok között tektonikus hasadékvölgyek láthatók. Itt a tafonik függőleges tektonikus vagy közel vízszintes hülési repedésekhez kapcsolódnak. A tafoni kialakulása negatív exfoliációnak tekinthető.



5.Fotó Tafonik a Les Calanche szikláiban

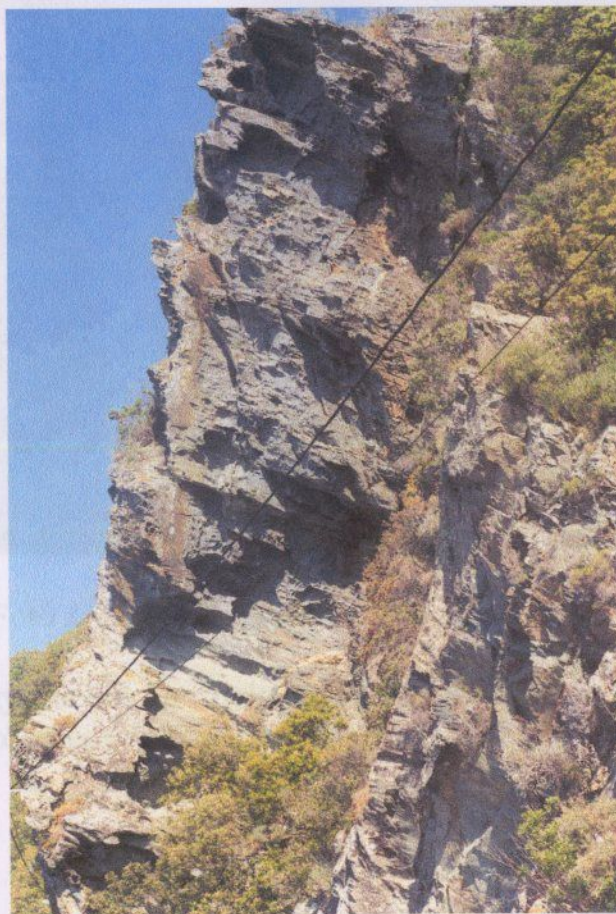
6.Fotó Tafoni jellegű üregek sorozata zöldpalában

Golo-szurdok: A sziget belsejében, a Golo-folyó völgyében keskeny autót út vezet végig. A szurdok fala meredek, helyenként többszáz méter magas. Tafonik a szurdok mindkét falán, – az alsó 40 m kivételével – teljes magasságban, igen sűrűn megtalálhatók. Méretük rendkívül változatos: az egészen apró üregektől a több méter átmérőjű, barlangszerű üregekig.

Col de Bavella kb. 10 km-re a tengertől, 1000-1200 m tszf. magasságban elterülő kopár hegyvidék. Ezt a területet télen hó borítja. Itt belül üreges oszlopos formák találhatók gránitban, melyek képződésében a glaciális erózió, valamint a tavaszi hóolvadáskor lezúduló olvadékvizek mállasztó hatása egyaránt szerepet kaphat.

5.3. Más kőzetekben kialakult tafoni jellegű képződmények a szigeten

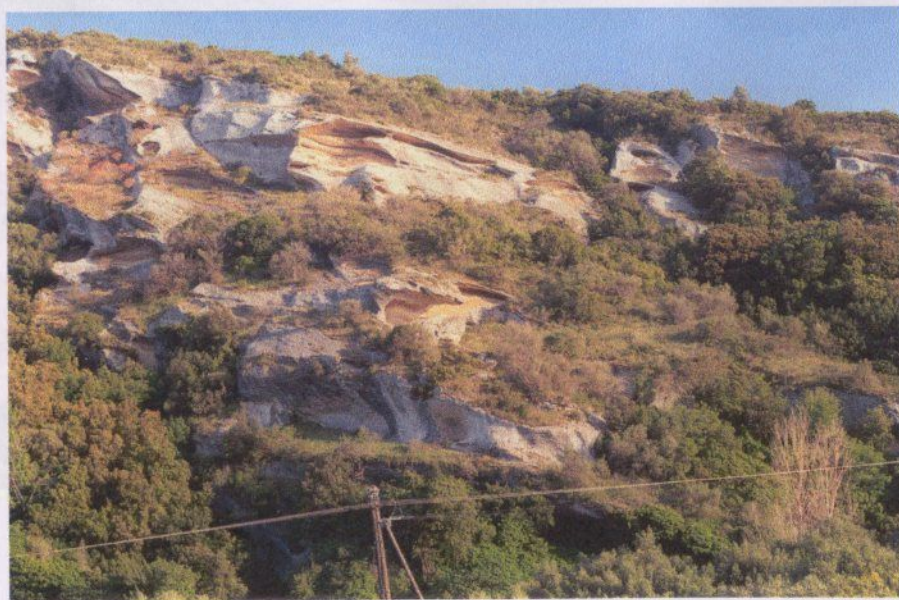
1.Gneiszben apró tafoni jellegű üregeket láttunk a sziget ÉK-i részén Bastiaból a gránitsivatag felé vezető út mentén. Ebben a kőzetben a tafoni jellegű üregek lényegesen ritkábban fordulnak elő, mint a gránitban, és a méretük is kisebb. Az üregek a palásság síkja mentén találhatók, elnyújtott formájúak.



6.Fotó Tafoni jellegű üregek sorozata zöldpalában

2. A sziget ÉK-i részén Nonza környékén a zöldpalában található a tafoni jellegű üregek. Ezek általában a tenger felé néző hegyoldalon, a palássági síkok mentén helyezkednek el. A palássági síkok vezették el a beszivárgó csapadékvizet, mely a kőzetet lokális ásványtani összetételétől függő mértékben oldotta, vagyis ott alakultak ki elnyújtott üregek, ahol a kőzet kevésbé ellenálló, oldható ásványokat tartalmazott.

3. A sziget É-i részén tercier konglomerátumban, D-i részén mészhomokkőben láttuk a tafoni jellegű üregeket. Mindkét kőzettípus esetében elnyújtott üregeket észleltünk, melyeket a réteglapok preformáltak. A miocén mészhomokkőben látott tafoni jellegű üregek esetében a keletkezést fizikai mállásnak tulajdonítjuk. A mészhomokkő igen mállékony, összerosott kagylóvázak töredékeiből áll. Ebben az esetben a homokszemcsék kipergése játszik szerepet, mely a mésszel kötöttebb lencsékben alárendelt, így itt lencsecsomókkal tagolt boltozatok jönnek létre. A tengeri hullámverés alámossa a partot, így ezen esetekben érthető, hogy az üregek alulról felfelé harapozását az abrázio továbbformáló hatása fokozza.



7.Fotó Miocén mészhomokkőben kialakult tafonik

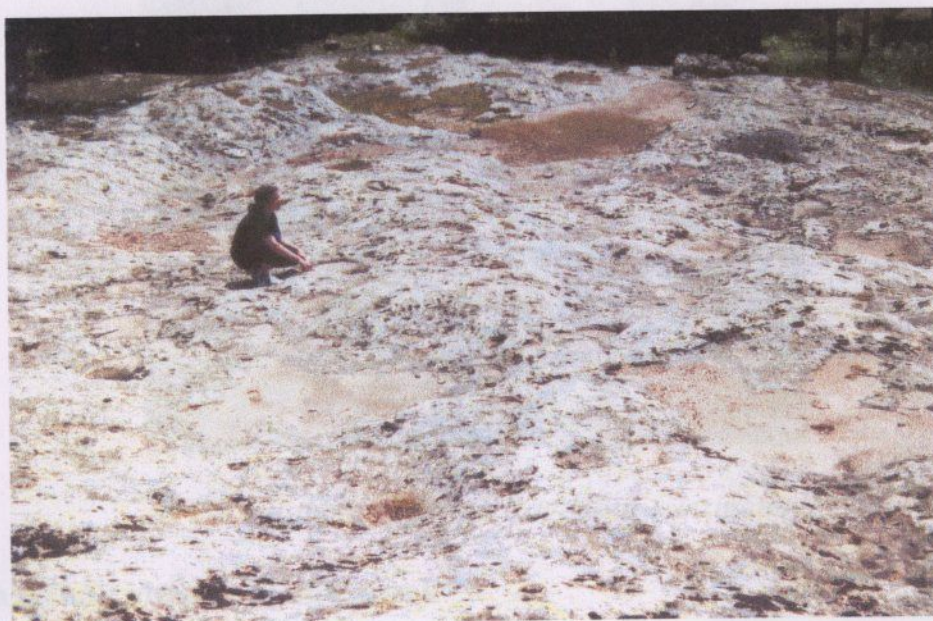
Érdekesség, hogy néhol a boltozatokban a trópusi tufacseppkövekkel azonosítható képződmények láthatók.

5.4. Egyéb pszeudokarsztos jelenségek gránitban

1. „Madáritató”:

2. „Bobpálya-forma” és kanellura:

1. „Madáritató”nak a közel vízszintes felszínen kialakult, kerekded, lapos mélyedéseket nevezik, melyek olykor szabályos, szögletes alaprajzúak. Aljuk mindig sima, lapos melyen gyakran murva halmozódik fel. Evisa környékén a tengertől 10 km-re, 800 m tszf. magasságban, a Ravellata félszigeten kb. 1,5 km-re a tengertől, 200 m tszf. magasságban és Sartene-től kb. 8 km-re DNy-ra megalitmező területén, a tengertől 4 km-re, 350 m tszf. magasságban tanulmányoztuk ezen formákat.



8. Fotó *Madáritatókkal tagolt gránitfelszín Evisa közelében*

2. „Bobpálya-forma”: változó mélységű, általában

U alakú vájatok meredek gránitfalakban, a kanellura (oldási csatorna) keskeny, néhány cm-dm széles, általában V alakú rovátka, barázda. A kanellurák a sziklák tetőzónájától indulnak lefelé, a karsztos térszínek kanelluráihoz hasonlóan. A „bobpálya-formákat” nagyméretű „madáritatós-formákkal” együtt találtuk. Gyakran a lapos térszínek „madáritatóit” kötik össze.

„Bobpályákat” találtunk Evisa környékén 10 km-re a tengertől 800 m tszf. magasságban, valamint Porto Vecchio és Col de Bavella között félúton, 10 km-re a tengertől, 1000 m tszf. magasságban, ahol 30-40 cm mély csatornák.



9. Fotó *Bobpálya forma* Ravellata-félszigeten

6. Felhasznált vizsgálati módszerek

A makroszkópos és a vékonycsiszolatos leírást követően 8 mintáról készült röntgenvizsgálat és főelem-analízis. A röntgenvizsgálat a MÁFI laboratóriumában készült PW 1710-es számú PHILIPS RTG Pordiffraktométerrel. A mérést Kovács-Pálffy Péter végezte el. A kémiai elemzést a MÁFI laboratóriumában LiBO₂-os feltárással, JOBIN YVON JY 70-es számú ICP-OES készülékkel Ballók Istvánné, Szalka Edit és Horváth Zsolt végezte.

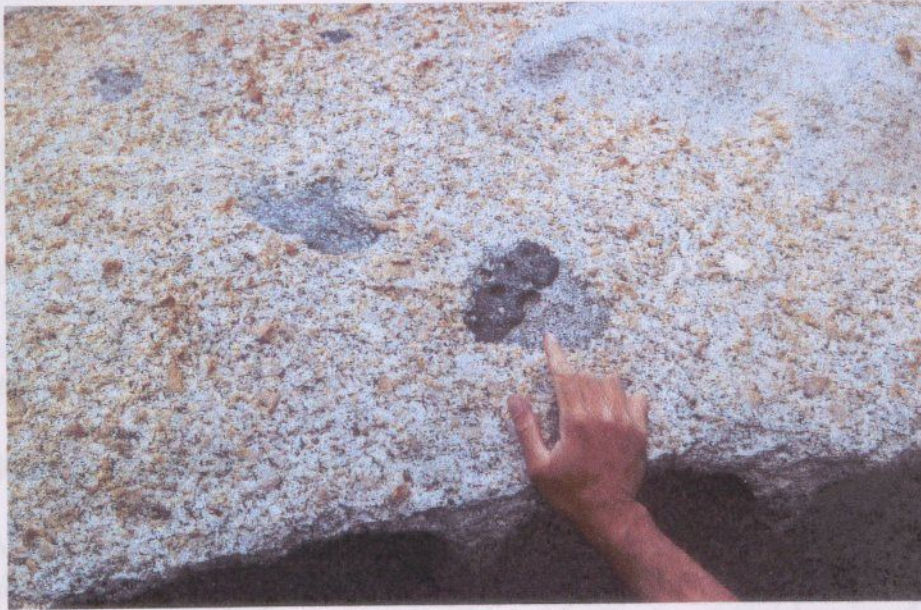
Mintajegyzék

Vékonycsiszolatok:

Pizzéria-völgyi zöldpala (2 db); Calvi, Ravellata-fsz.-i gránit (7 db).

6.1. A vékonycsiszolatok kőzetanyagának makroszkópos leírása

Világosszürke-világosbarna színű, közép-durvaszemcsés kőzet. Benne lilás, xenomorf kvarc (2-10 mm), fehér, hipidiomorf földpát (2-10 mm), mely néhol zöldes, bontott és biotit (mm-es) a fő alkotók. A biotit mennyisége elenyésző a földpát és a kvarc mellett. Gyakori a biotit limonitosodása ill. kloritosodása. A biotit és a földpát gyakran kipergett a kőzetből, helyét apró lyuk jelzi a kőzet felszínén. A kőzet belsejében nincsenek meg ezek a lyukak. Felülete egyenetlen, mivel a kvarc kipreparálódva megmaradt a kőzet felszínén. **Gránit.**



10. Fotó Bázisos és savanyú kőzetzárványokat tartalmazó gránit Lumió mellett a tengerparton

Sötétzöld színű, finomszemcsés és világosabb zöld közepszemcsés sávok váltakozásából álló kőzet. Palás. Helyenként szerpentinés a felülete. Néhol klorit- ill. kvarcér szeli át. **Zöldpala.**

6.2. A vékonycsiszolatok kőzetanyagának mikroszkópos leírása

Közép-durvakristályos kőzet.

Kvarc: xenomorf, benne idiomorf mikroklin található.

Mikroklin: xenomorf, keresztrácsozott ikres, pertites, zárványai: idiomorf szericites plagioklász, biotit, kvarc.

Plagioklász: szericites, lehet zónás, oligoklász.

Járulékos elegyrészek:

Biotit: igen kevés, opak ill. apatit zárványos, erek mentén limonitosodik, vagy kloritos.

Opak, titanit, leukoxén, apatit, ortit, hematit, limonit, agyagásvány.

Monzogránit.

Finomszemcsés kőzet.

Klorit: kékeszöld színű. Thüringit.

Epidot: apró zömök, ill. oszlopos megjelenésű.

Gránát: széttöredezett, kloriterek szelik át. Rózsaszín. Almandin.

Járolékos elegyrészek:

Kvarc: xenomorf szemcsehalmaz.

Hematit, limonit, zoizit.

Zöldpala.

Finomszemcsés kőzet.

Glaukofán: oszlopos megjelenésű.

Epidot: oszlopos.

Járolékos elegyrészek:

Kvarc: xenomorf szemcsehalmaz.

Hematit, limonit, zoizit.

Kékpala.

6.3. A kémiai vizsgálatok eredményei

A kémiai elemzések tükrében megállapítható, hogy a tafonik kérgében magasabb a SiO_2 , Fe_2O_3 , MnO mennyisége, a tafoni belső, mállott részéhez viszonyítva. A belső részben viszont több a Na_2O . Az oldási kezdeményeknek alacsony a Na_2O tartalma, a tafoni kérgéhez hasonlóan. Szintén alacsony a Fe_2O_3 tartalma, valamint a CaO tartalma.

7. A kialakító tényezők

Az egyes formák képződésekor meghatározó az anyakőzet típusa (ásványos összetétel, rétegzettség ill. ennek hiánya, ásvány illetve szemcseméret), tektonikai preformáltság (paláság), a felszín lejtése, a csapadék mennyisége és eloszlása, a tengerszint feletti magasság, szélirány és szélereősség, inszoláció.

Korzika klímája mediterrán. Nyáron nagy a forróság ($20\text{ }^\circ\text{C}$ feletti középhőmérséklet), a csapadék kevés (215 mm), míg télen bőséges (520 mm) a csapadék, a középhőmérséklet $10\text{ }^\circ\text{C}$ körüli. A szeles napok száma a keleti oldalon a 190-et is eléri, a sebesség gyakran a 100 km/h-át is meghaladja. Az uralkodó szélirány a DK-i. A lehetséges párolgás mértéke az évi közepes csapadékmennyiséget 60 mm-el haladja meg.

Kémiai mállásra a vasas, mangános kéreg jelenléte utal, mely a biotit hidrolíziséből származtatható. A kőzet belsejében a mikrorepedések mentén az oldatok a szelek hatására létrejövő **párolgás** következtében kapillárisan mozognak, majd a kőzet felszínén kiválik belőlük a limonit és egyéb oxihidroxidok, melyek a kőzetfelszínen egy kemény, a mállásnak jobban ellenálló kérget hoznak létre. Ez a kemény, ellenálló kéreg védi a külső zónát a lepusztulástól, míg a mögötte levő belső régió tovább mállik. Ezt a mállási folyamatot az **exfoliáció** készíti elő.

Az üregek alján összegyűlt gránitmurva azt bizonyítja, hogy a folyamat jelenleg is aktív. A tafonik belső falán a vékony kőzetlemezek kézzel leszedhetők (negatív exfoliáció).

A külső kőzetfelszín könnyen megreped az intenzív **hőingadozás** következtében. A hőingadozás hatása a tafoni belsejében csekélyebb, mint a külső kőzetfelszínen, mivel az egy árnyékos belső üreg.

A **fizikai mállás** sem elhanyagolható, mivel a kémiai mállással erősítik egymás hatását. Az erős **szelek** az aprózódás során keletkezett gránitmurva anyagát elszállítják, így teszik szabaddá a még bontatlan kőzetfelszínt.

A **tengeri hullámverés** hatása a korzikai tafonik képződése szempontjából elhanyagolható, inkább továbbformáló, illetve elpusztító szerepe van. A tengerparti gránitafonik magasabb helyzetű sziklatömbök lepusztulása során kerültek jelenlegi helyzetükbe. Az állandó hullámverés zónájában tafonimentes, legömbölyített felszínű kőzettömbök vannak.

8. Következtetések

Egyértelműnek tűnik, hogy a **tafoni** a zsákos-párnás lepusztulás közbenső szakaszában kezd kialakulni (3. ábra), s általában egy adott, törésekkel és litoklázisokkal határolt sziklatömb aljában, felfelé és befelé haladva. A kialakulásban feltehetően az játszik szerepet, hogy a kőzettömb a felszíni kéreg alatt egyre inkább mállottá válik.

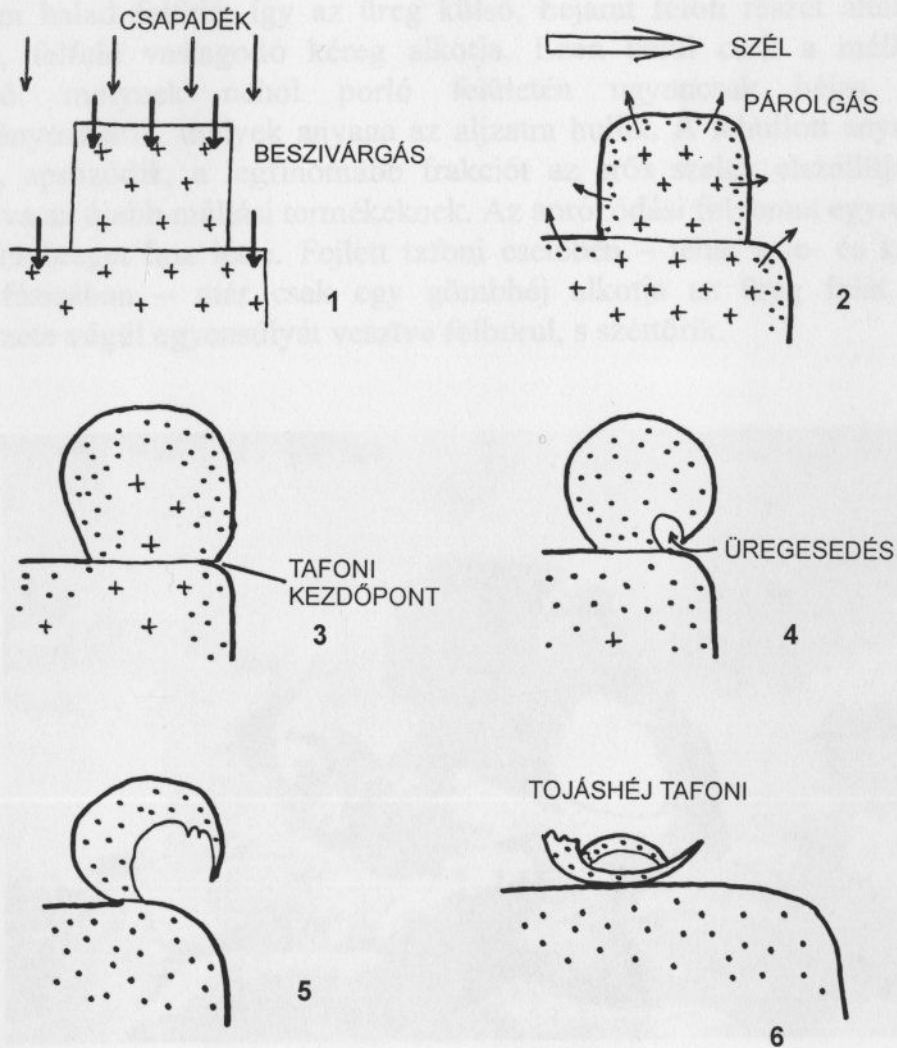
A kémiai mállás, hidrolízis hatására a biotitok Fe-, Mn-, Si-tartalma, valamint a földpátok Si-tartalma kioldódik, majd az ezeket szállító oldatok a párolgás miatt a kőzet felszíne felé migrálnak. Az oldatokból a kicsapódás végül oxidos formában történik a kőzetfelszínen. Mivel a kialakuló tafoni-kéreg a további mállási folyamatokkal szemben igen ellenálló, így a kémiai mállás továbbra is a belső részeket bontja.

Kvarc több van a tafonik kérgében, mint a belső, mállott részen és az oldási kezdeményben, a kifelé migráló SiO_2 tartalmú oldatokból válhatott ki. Földpát több van a tafonik belsejében. A földpát nem mállott ki a belső zónákból, a biotit viszont anyagásvánnyá bomlott le. Ezt igazolja a montmorillonit és az illit jelenléte a tafonik kérgében, melyek a kémiai mállás során képződtek. Halit nem volt kimutatható, vagyis a sókristálynövekedésnek

feltehetően nincs szerepe a tengerpart közeli tafonik képződésében. Mivel a sárga mészkő kiválóan bírja a csapadék nyomát, így lehet, hogy a sókristályosodás hatása csak az idősebb kőzetekre vonatkozik.

A kőzet egyenes felületén csak felül és oldalról védi a kőzetet, míg alul, a szél felől ható szél által okozott párolgás miatt az a kőzet nem tud elszáradni. A tafonik képződés kezdő pontja ott alakulhat ki, ahol a felső és alsó kőzet közötti szél felől ható szél által okozott párolgás miatt a kőzet elszárad.

3. ábra Tafonik keletkezésének elvi sémája



Üde gránit



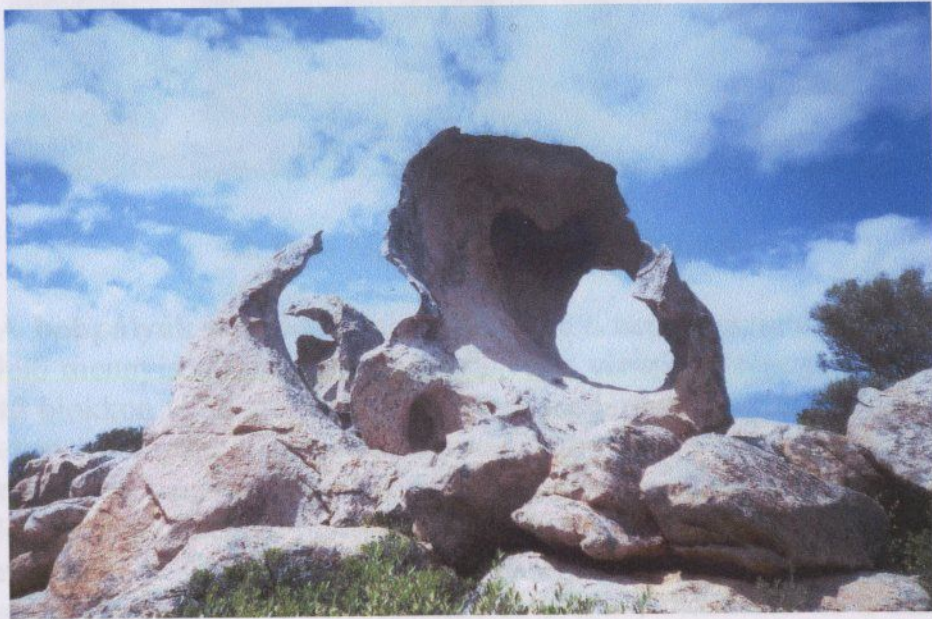
Mállott gránit



Mállási kéreg

feltehetően nincs szerepe a tengerpart közeli tafonik képződésében. Mivel a sópermetből kiváló só a csapadék hamar leöblíti, így lehet, hogy a sókristályosodás hatása csak az időtényezőt figyelembe véve nem számottevő.

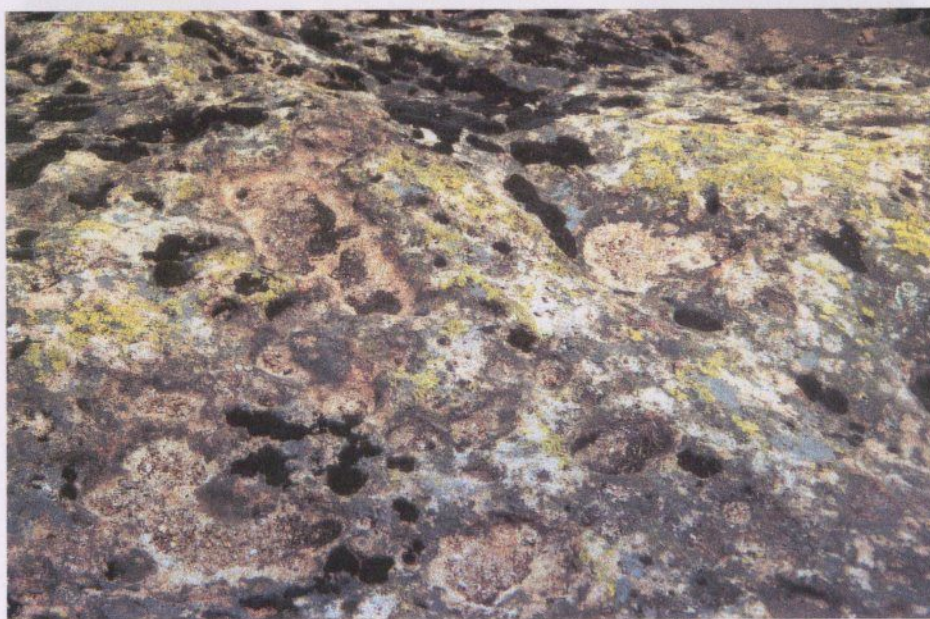
A kéreg egységes gömbhéja csak felül és oldalt védi a kőzettömböt, míg alul, a tömböt alulról határoló vízszintes törésfelület mentén ez a kéreg nem tud kifejlődni. A tafoni üregének kezdő pontja ott alakulhat ki, ahol a felső és alsó kőzettömb között megszűnik az érintkezés. Ekkortól mindkét szabaddá vált, közel vízszintes kőzetfelszínen megindul a gömbhéjas mállás, az alsón lefelé, a felsőn felfelé. Ez esetben az aprózódás legkönnyebben a kéreg mögötti mállott kőzetben halad felfelé, így az üreg külső, bejárat felőli részét általában egy vékony, felfelé vastagodó kéreg alkotja. Ezen belül csak a mállott kőzet található, melynek néhol porló felületén ugyancsak héjas elválások tanulmányozhatók, melyek anyaga az aljzatra hullik. A lehullott anyag tovább bomlik, aprózódik, a legfinomabb frakciót az erős szelek elszállítják, helyet biztosítva az újabb mállási termékeknek. Az aprózódási folyamat egyre nagyobb térfogatú üreget hoz létre. Fejlett tafoni esetében – tehát a le- és kipusztulás végső fázisában – már csak egy gömbhéj alkotja az üreg falát, melynek anyaköze végül egyensúlyát veszítve felborul, s széttörik.



11.Fotó A pusztulás állapotába kerülő tafoni a Ravellata-félszigeten

A **madáritatók**at magánhordozó terület igen kis lejtésszögű, a lehullott csapadék könnyen megáll és összegyűlik a felszínen kialakult mélyedésekben, így elég idő állhat rendelkezésre a szükséges kémiai málláshoz a víz elpárolgásáig. Méréseink szerint a madáritatókban levő víz pH-ja 8-9,5 közötti, így valószínű, hogy az oldódás lúgos környezetben zajlik le. (Ez az érték

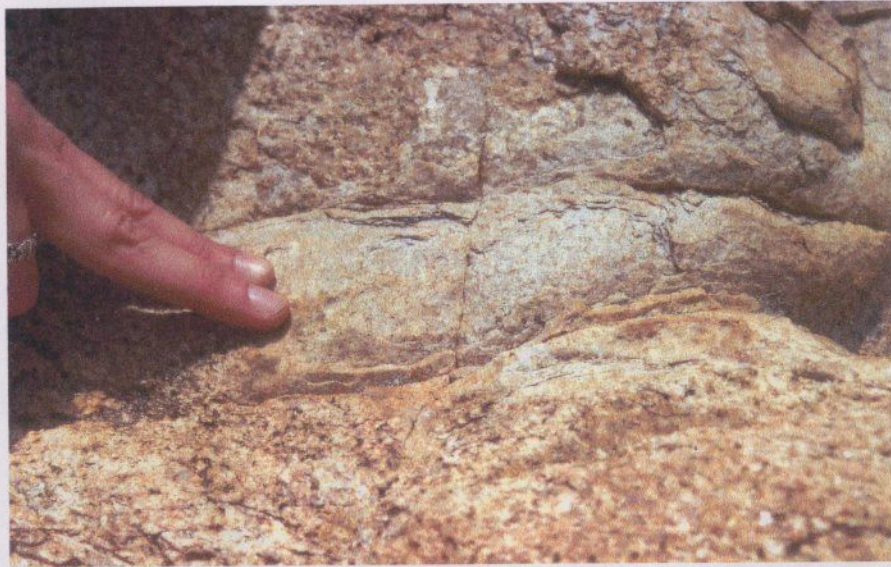
egyébként a gránitból fakadó hideg és meleg vizű forrásokra is jellemző volt.) Gyakran előfordul, hogy a „madáritatók” összeolvadásából nagyobb oldásformák keletkeznek. Ezek alakja már eleve nem kör, hanem szabálytalan vagy legalábbis elnyúlt forma. A medencék peremrésze már magánviseli a fizikai mállás hatását, alja viszont – melyen a finom por az 1-5 mm-es szemcseméretű gránitmurváig terjedő mállási termék található - általában sík. Feltételezhető, hogy a medence sík aljának kialakításában a szél által benne görgött törmelék koptató hatásának is szerepe van.



12. Fotó Madáritatók gránitfelszínén

A **bobpályák** képződésének előfeltétele a nem vízszintes kőzetfelszín és megfelelő mennyiségű csorgó, folyó víz. Ha a vízszintes térszín relatív kiemelt helyzetű blokkon található, a rajta kialakult madáritató megtelik vízzel. A víz a peremeken túlcordulva a medenceperem legmélyebb pontjánál kifolyik, s a kőzetfelszínhez tapadva folyik lefelé. Amennyiben a megfelelő mennyiségű csapadék következtében gyakorivá válik ez a túlfolyási mechanizmus kialakulhatnak a „bobpálya-formák”. A medence térfogata sok esetben lényegesen kisebb a vályú térfogatánál. A csapadékhozamok és a csapadékos napok számából ítélve a medencéből történő kifolyás éves szinten is csak néhány óra lehet. Ekkor is az inkább desztillált vízhez hasonló kemizmusú frissen leesett csapadék folyik le, így inkább a lefolyó víz eróziós hatását vehetjük figyelembe, mint az oldó hatást.

14. Fotó Oldásformák kvarcra



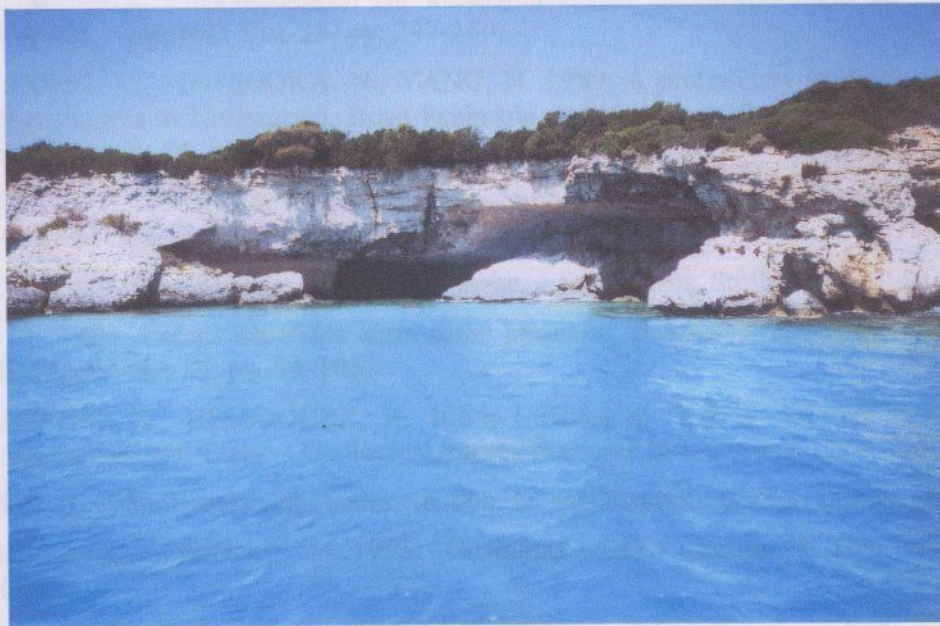
13. Fotó *Gömbhéjas mállás mikrogránit felszínén*



14. Fotó *Oldásformák kvarciton*



15. Fotó *Abráziós színlő gránitban kialakult, tengerparti hasadékbarlangban*



16. Fotó *Abrázióval és omlással kialakult barlangok miocén mészhomokkőben Bonifaccio mellett*

9. Irodalomjegyzék

- BALÁZS D. 1982: A sivatagok világa. pp. 88-92. – Budapest.
- BRADLEY, W. C., HUTTON, J. T., TWIDALE, C. R. 1978: Role of salts in development of granitic tafoni South Australia. – *Journal of Geology* Vol. 86, pp. 647-654.
- CAMPBELL, S. W. 1998: Chemical weathering associated with tafoni at Papago Park, Central Arizona. – *Earth Surface Processes and Landforms* Vol. 24. no. 3. pp. 271-278.
- CSUTÁK M., JAKUCS L. 2000: A korzikai gránittafonik morfogenetikai problémái. – *Közlemények a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetének Természetföldrajz Tanszékéről.*
- DELGA, M. D. 1978: Corse. – Paris.
- DRAGOVICH, D. 1966: Granite lapies at remarkable rocks, South Australia. – *Rev. Geomorph. Dynam.* Vol. 18, pp. 8-16.
- FISHER, W. 1999: Korzika – egy mediterrán sziget tájrajza. – *Földrajzi Közlemények CXXIII. (XLVIII.) kötet 1999. 3-4.szám*, pp. 201-208.
- JENNINGS, J. N. 1968: Tafoni. *The Encyclopedia of Geomorphology* (Ed. R. W. Fairbridge). – Reinhold Book Corp., New York, Amsterdam, London, pp. 1103-1104.
- KLAER, W. 1956: Verwitterungsformen in Granit auf Korsika. – *Pet. Geogr. Mitt. Ergänzungsheft* 261.
- KLAER, W. 1973: Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie im Granit auf Korsika. – *Geogr.z.* Vol. 33, pp. 247-260.
- MATSUKURA, Y., MATSOUKA, N., YANO, N. 1989: A preliminary study on tafoni and honeycombs in Nojimazaki, Boso Peninsula, Japan. – *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no. 15, pp. 29-32.
- MUSTOE, G. E. 1982: The origin of honeycomb weathering. – *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 93, pp. 108-115.
- PENCK, A. 1894: *Morphologie der Erdoberfläche.* – Engelhorn, Stuttgart.
- RÁDAI Ö. 1980: Tafoni képződés karbonátos kőzetben, É-Spanyolországban. – *Karszt és Barlangkutatás IX.* pp. 93-106.
- SEGERSTROM, K., HENRIQUEZ, H. 1964: Cavities or "tafoni" in rock faces of the Atacama desert, Chile. – *Geological Survey Research* 501-C, pp. C121-C125.
- TERMIER, H. 1963: *Erosion and Sedimentation.* D. van Nostrand Compl. Ltd, London.
- TWIDALE, C. R., CORBIN, E. M. 1963: „Gnammas”. – *Rev. Geomorph. Dyn.* Vol. 14, pp. 1-20.
- TWIDALE, C. R. 1976: *Analysis of granite landforms.* – John Wiley and Sons Australasia Pty Ltd, Sydney, New York, London, Toronto, pp. 280-300.
- TWIDALE, C. R. 1982: *Granite landforms.* – Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, New York, Oxford, pp. 202-207, 372-378.