

A KÖZÉP-MEDITERRÁN TÉRSÉG (DÉL-OLASZORSZÁG) FIATAL VULKANIZMUSA

Recent volcanism of the Central Mediterranean area
/Southern Italy/

RÉTI zsolt

TARTALOM

BEVEZETÉS	172
A KÖZÉP-MEDITERRÁN-TÉRSÉG TEKTONIKÁJA ÉS VULKÁNOSSÁGA	172
AZ ETNA ALJZATÁNAK GEOLÓGIÁJA (KELET-SZICÍLIA FÜLDTANA)	176
Ibleai-előtér	176
Gela-Catania előmélyedés	176
Az északi lánc	176
Calabriai egységek	176
Posztorogén egységek	176
Tektonika és ősföldrajz	177
AZ ETNA SZERKEZETI FELÉPÍTÉSE	177
Az első eruptív jelenségek	178
Szárazföldre ömlött tholeiites lávák	179
Ósi alkáli kitörési központok	179
Trifoglietto-egység	180
A "Chiancone"	180
Mongibello-egység	181
AZ ETNA ERUPTÍV FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE	181
AZ ETNA KÖZETTANA ÉS GEOKÉMIÁJA	181
A LIPARI-SZIGETEK	184
Stromboli	184
Vulcano	186
Lipari	189
IRODALOM	197

ÖSSZEFOGLALÁS

A dolgozat a szerző dél-olaszországi ösztöndíjas vulkanológiai tanulmányútjának szakmai eredményeit foglalja össze. Bemutatja a terület recens vulkanizmusát és ismerteti a középső Mediterráneum geotektonikai fejlődéstörténetére vonatkozó néhány újabb elképzelést. Az Etna felépítését követően tárgyalja a Lipari-szigetek "aktív vulkáni ívét" és leírja Lipari, Stromboli és Vulcano képződményeit.

ABSTRACT

Experiences of a scholarship in Southern Italy in the field of volcanology are summarized. Besides the recent volcanism a summary of the latest theories about the geotectonic development of the Central Mediterranean is given. The buildup of Mt. Etna and its basement is discussed. Rocks and history of the Aeolian Islands (e.g. Lipari, Stromboli, Vulcano) are described.

BEVEZETÉS

A jelen dolgozatban egy dél-olaszországi tanulmányút tapasztalatait próbálom átadni a terület földtani felépítéséről, közzétanáról és fejlődéstörténetéről. Az ösztöndíj segítségével főleg pliocén, negyedkori és jelenkori vulkáni jelenségeket tanulmányoztam, de megismerhettem Szicília néhány üledékes rétegsorát is.

A szicíliai, lipari és campaniai-lati-umi vulkanizmus megértéséhez legalább is a Közép-Mediterráneum utóbbi 200 millió éves fejlődéstörténetét kell áttekinteni. Az első probléma, hogy minden tekintetben elfogadható szintézis még nincs. Az első, lemeztektonikai szemlélettel megírt műveket (Dewey et al., 1973; Barbieri et al., 1974; Biju-Duval et al., 1977) azóta közzétani (Pechler, 1980) és geofizikai oldalról (Chester et al., 1985) is többen megtámadták. A területet ért összetett földtani hatások (az eurázsiai és az afrikai lemez ütközése, többszöri szubdukció, köpeny diapirizmus, takaróképződés, illetve a tengerfenék geológiájának hiányos ismerete az új, átfogó szintézis megszületését késlelteti. Így ma még csak a részeredményeket, a régi, átfogó és azokat cáfoló hipotéziseket tekintjük át az egyes területek földtanának jobb megértéséhez. Ezért az Etna fiatal vulkanitjai mellett vázlatosan áttekintjük Szicília idősebb, vulkáni és üledékes rétegsorait is.

A Lipari-szigetek közzétani és fejlődéstörténeti ismertetésénél szinte kézenfekvő más vulkáni és kontinentális szigetívekkel való összehasonlításuk, mely egyik kulcskérdése a Tírrén-tenger és a Közép-Mediterrán-térség geológiájának.

A KÖZÉP-MEDITERRÁN-TÉRSÉG TEKTONIKÁJA ÉS VULKÁNOSSÁGA

A Mediterráneum tektonikai fejlődése az egész mezozoikum során a Tethys-óceán kinyílásához, ill. bezáródásához kötődik. Néhány, ezt lemeztektonikával megmagyarázni szándékozó próbálkozás is volt (Dewey et al., 1973; Barbieri et al., 1974; Biju-Duval et al., 1977), de eltérő megközelítésük jól tükrözi a probléma

összetettségét és a meglévő földtani adatok hiányosságát. További nehezítő tényező az aljzat allochton jellege, a fedő takarók és az egykori egységek pusztulása a kontinens-kontinens ütközés és a szubdukciók során (Bernoulli és Lemoine, 1980). Bár a kréta időszak óta a tektonikát főleg a lemezek ütközése irányítja, de McKenzie (1977) szerint ezt mégsem modellezhetjük egyszerű lemeztektonikai sémákkal; a jelenlegi mozgásokon kívül a már elpusztult egységek hatását is figyelembe kell vennünk a modellben.

Bernoulli és Lemoine (1980) rekonstrukciója szerint az alsótriászban ékformájú törés volt Afrika és Eurázsia között, mely kelet felé szélesedett. Ez volt a későpaleozoós Paleotethys (Dewey et al., 1973; Biju-Duval et al., 1977).

Itt több ellentmondást vélek felfedezni Argyriadis és munkatársai (1980): ismervén a Paleotethys helyét, a perm fácies folyamatosságát, ill. nem ismerve a Dinaridák, Hellenidák és a Kárpátok középső triászából újabban leírt ofiolitok létét (Kovács, 1984; Hovorka, 1985; Réti, 1985; Kozur és Réti, 1986).

Argyriadis et al. (1980) szerint az eurázsiai és arab-afrikai kontinens Gibraltártól-Iránig egységes volt és a mezozoós Tethys (juraidőszaki?) kinyílásáig (Jura?) nem tört fel. Azonban ez a riftesedés már a triászban elkezdődött a Tethys nyugati medencéjében is (Bernoulli és Lemoine, 1980). A Déli-Alpok középső-triász mészkalkáli vulkanizmusa már szubdukciós eseményt is jelezhetett (Luccini et al., 1982). A jura időszak folyamán folyamatos kinyílás volt és Biju-Duval et al. (1977) szerint három köztes lemez létezett: Ibéria, Apulia és Anatólia. A jura időszak végére elkezdődik és a Tethys óceán szűkülése és Apulia ütközik Európával. Bár a különböző tektonikai rekonstrukciók még a jurában eléggé eltérőek, de abban egyetértenek, hogy az óceán bezáródott a krétában, további kontinentális ütközéshez és széttagolódáshoz vezetve a harmadidőszakban. A Tethys felemésztődése az északi és déli atlanti-óceáni medencék kinyílásának

köszönhető a kréta és terciér folyamán. Az óceáni litoszféra elnyelődése marginális medencék, a Baleári- és Ligúr-tenger kinyílásához vezetett. Ezek aljzatát részben óceáni típusú kéreg alkotja (Channell et al., 1979). A különböző elméletek (Biju-Duval et al., 1977; Channell et al., 1979; Scandone, 1979; Ghetti és Vezzani., 1979) megegyeznek abban, hogy óceáni litoszféra nyelődött el északnyugati irányban Szardínia alatt a terciér egy hosszú szakaszában, és az eocén-miocén mészkalkáli vulkanizmus ezzel a szubdukcióval kapcsolatos (Beccaluva et al., 1977; Macciotta et al., 1978).

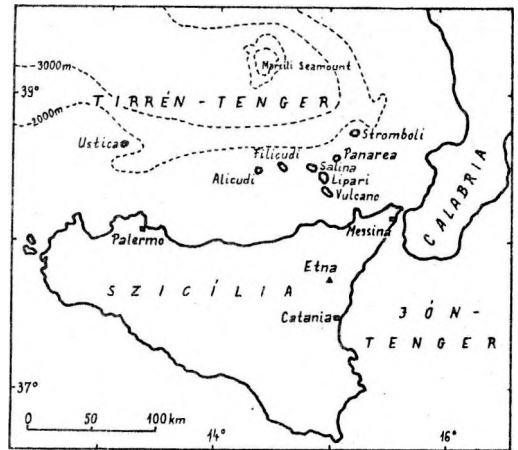
A Korszika és Szardínia által nyugaton, Olaszországgal keleten és Sziciliával délen lehatárolt háromszög alakú Tirrén-tenger a kulcsponnya a Mediterráneum tektonikai rekonstrukciójának a miocéntől máig. Medencéjének aljzata vékony, erős hőáramot átengedő óceáni jellegű kéreg, melyet "marginal basin"-nek tekintenek (Di Girolamo, 1978; Boccaletti et al., 1984). A DSDP keretében fúrt aljzatminták geokémiai jellemzőik alapján átmeneti, óceánfenéki bazaltok, melyek a Mariana-árokából vett mintákhoz hasonlók, viszont erősen eltérnek a szubdukcióhoz kapcsolódó "marginal basin"-ek bazaltjától (Hamelin et al. 1979).

A Tirrén-tenger kinyílása 7 millió éve kezdődött (Barbieri et al., 1978), és a tágulás az alsó-pliocénre lett teljes (Di Girolamo, 1978). A kontinentális kéreg blokkjai nem vulkáni seamount-okként különültek el, melyekről idősebb metamorfiteket írtak le (Heezen et al. 1971). Az alsópliocéntől mélytörések jöttek létre és ezek mentén tholeiites bazaltvulkanizmus volt.

A Vavilov- és Magnaghi-seamount-okon vizsgált kőzet lemezen belüli (WP) geokémiai jellegeket mutatott. Fúrásokból itt még fiatalabb, kb. 100 ezer éves alkáli bazaltot és hawaiiit írtak le (Keller, 1981).

A Tirrén-tenger délnyugati részén lévő pleisztocén alkáli vulkanitokból felépült sziget, Ustica (1. ábra) is ehhez a

tágulási törésekkel jellemezhető fázishoz kapcsolódik (Romano-Sturiale, 1971).



1. ábra Dél-Tyrrénikum vázlatos térképe (Map of the Aeolian Islands in the southern Tyrrhenian Sea.)

A Tirrénikum legutolsó magmás eseménye a Lipari-szigetiv kialakulása volt. A 7 nagyobb -Stromboli, Panarea, Salina, Lipari, Vulcano, Filicudi, Alicudi-szigetekhez kapcsolódó sziklából és seamountokból álló lánc többé-kevésbé ívhez hasonló szigetcsoportot alkot. A Lipari-szigetek vulkáni működése a negyedidőszakban kezdődött és két főfázisban zajlott le (Villari, 1980; Beccaluva et al., 1981). A pre-tirrén fázis a pleisztocénben volt, mészkalkáli bazalt vulkanizmussal. A poszt-tirrén fázist káliumgazdag vulkanitok jellemzik. Először magas K-tartalmú andezit, majd a jelenben még magasabb K-tartalmú kőzetek shoshonitos bazalt, látit és trachit jellemzik a Vulcano és a Stromboli vulkanitjait. A jelenleg állandóan működő Stromboli (un. Stromboli-típusú működés) shoshonitos bazaltot, míg az utoljára 1888-1890 között kitört Vulcano leucit-tefritet és alkáli-riolitot szolgáltatott. Az 1500 éve csendes Lipari utolsó vulkáni terméke pedig obszidián láva volt (Pichler, 1980), mely lezárta az előző, explozívabb, riolit-riodácit összetételű, főleg fehér horzsakövet adó vulkáni ciklust.

Az északnyugat felé meredeken süllyedő szeizmikus zóna (Caputo et al., 1970) és az idősebb kőzetek mészkálai jellege alapján Barbieri et al. (1974) szigetív-modellt alkotott, melynél a Jón-tenger alábukó óceáni lemeze ÉNy-felé Calabria és a Lipari-szigetek alatt tűnik el. Ezzel a szubdukcióval a Jón-tenger óceáni kérgé eltűnik és így az elmélet eggyel kevesebb oldalról támadható (Pichler, 1980). Ehhez a hipotézishez Finetti (1981) által leírt, kétes óceáni kéregdarabok sem szükségesek.

A jelenlegi shoshonitos vulkanizmust Barbieri et al. (1974) a szigetív előre-gedésével magyarázta. Az egymillió évnél rövidebb időszak viszont hihetetlenül nagy szubdukciós sebességet kívánna. Ezzel az elmélettel úgyszintén nehéz megmagyarázni az első, pretirréni fázisban képződött, mészkálai összetételű Palinuro- és Marsili-seamountok ívtől távolabbi helyét is. Palinuro egy kelet-nyugati irányú fő töréson, míg a Marsili a medence közepén található.

Szintén nem magyarázható meg a Tirrén-tenger ív mögötti helyzete, mivel (mint Di Girolamo, 1978) és Scandone (1979) már meghatározta a Tirrén medence tágulása 7-5 millió évvel ezelőtt volt, míg a Lipari-szigetív 1 millió évesnél fiatalabb. A nagyméretű és igen gyors szubdukció jelentős mennyiségű mészkálai vulkanitot szolgáltatott volna, melynek nyoma sincs (Cristofolini et al., 1981). Bár Gasparini et al. (1982) szeizmotektonikai vizsgálatai részében alátámaszthatják az erősen deformált Beni-off-zóna jelenlétét az Appenninek és Gibraltár között, az újabb északnyugati-délkeleti irányú szelvénye inkább arra mutatnak, hogy az Appennini-félsziget óramutató járásával ellentétes rotációja iniciálhatta a magmatizmust.

Az ellentétes állításokból is látható, hogy a Tirrén-medence, a Lipari-szigetek és a lemeztektonikai folyamatok kapcsolata még további tisztázásra szorul.

A Tirrén-tenger keleti partját alkotó Appennini-félszigeten a szárazföldi vulkánosság a késő terciertől folyamatos. A

Monte Vulture kivételével a vulkánok az Appenninek nyugati oldalán találhatók (2. ábra). Olaszország középső részének kainozoós vulkanizmusa három provinciához tartozik: toszkán, Róma környéki és campaniai magmás területek.



2. ábra Késő-harmadkori és negyedkori vulkanizmus a Tirrén-tenger környezetében.

(Late Tertiary and Quaternary volcanism in the Tyrrhenian Sea area.)

A toszkán provincia Korzika és az Appenninek között fekszik és a vulkánosság időben nyugatról (Elba: 7,0 millió év) kelet felé (Monte Amiata: 180.000 év) terjedt. (Alvarez, 1970; Bigazzi et al., 1981). Ma itt geotermikus működés van, Amiata és Lardarello környékén. A provincia magmatizmusát a kisméretű gránit és kvarcmonzonit intrúziók és a riolit, kvarclátit vulkanitok jellemzik.

Taylor és Túri (1976) stronciumizotóp vizsgálatai alumíniumgazdag üledékes kőzetek anatisisét is bizonyították e provincia magmatitjaiban. A toszkán provincia magmatizmusának magyarázatára több elmélet is született (pl. Alvarez /1972/ szubdukció), de ma inkább a kéregvékonyodás és köpenydiapír az elfogadott (Civetta et al., 1978).

A római és a campaniai provinciák ká-

liumgazdag vulkanizmusát célszerű együtt említeni. A rómaiba tartozik a Monte Vulnisi, Vico, Monte Sabatini és a Colli Albani területe. A campaniai provinciába tartozik a Roccamonfina, Campi Flegrei, Vezúv, Ischia és a Monte Vulture 120 kilométerre innen az Appenninek keleti oldalán. A két provincia kőzetei: klasszikus káli-vulkanitok, mint pl. fonolit, leucitfonolit, leucittrachit. Gyakran alacsonyabb K-tartalmú változatok is előfordulnak: lätit és trachit.

Ezekben a provinciákban a vulkanizmust két fő szakaszra oszthatjuk. Az első: a nagy sztratovulkánok felépülése. A második: nagytömegű ignimbrít kiszabadulása a kráterekből, repedésekből (pliniuszi kitörés), mely általában kaldera-bsszakadással jár.

A magmatizmus disztenzív tektonizmus-hoz kapcsolódik; a vulkánok töréseken, árkokon helyezkednek el (Locardi et al., 1977). Varekamp (1981) szerint a törések nagy mélységig, a kéreg alsó rétegébe vagy a felsőköpenybe is lehatolnak. A két provincia vulkanizmusa 2 millió évvel ezelőtől a máig tartó időszakot fogja át.

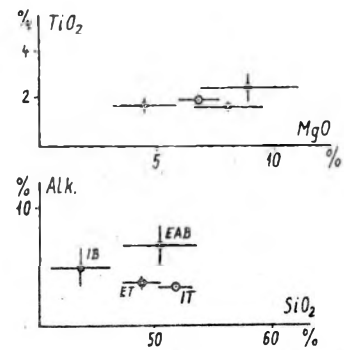
A Tirrén-tenger déli peremét Szicília alkotja. Szicília és Afrika között a Szicíliai-szorosban több helyen is negyedkori vulkánosság nyomai találhatóak (2. ábra). Pantelleria és Linosa pleisztocén vulkánok. A közelmúltban is volt tengeralatti vulkánosság a területen (Graham-sziget, mely 1831-ben kiemelkedett majd elsüllyedt). A Szicíliai-szoros ÉNy-DK irányú törések jellemzik egy ÉK-DNy-i kiegészítő törérendszerrel és ezek összessége árok-sasbérc rendszert hozott létre (Beccaluva et al., 1981). A Linosa-szigetet Di Paola (1973) és a most tenger alatt lévő vulkánokat, mint a Graham-sziget és Banco Senza Nome alkáli karakter jellemzi és mintegy 25-30 km vastag kontinentális kérgen helyezkednek el (Beccaluva et al., 1981). A szoros sarkában lévő Pantelleria egy árokból emelkedett ki és trachitból, valamint peralkáli riolitból épült fel (Villari, 1970; Mahood és Hidreth, 1983). A Banco Senza Nome lávája K/Ar kormegha-

tározás alapján (Beccaluva et al., 1981) 10 millió éves és így az eddigi legidősebb koradat a szorosból; ez az első biztos jele az európai és afrikai blokkok ütközése miatt kialakult feszültségi tektonika kezdetének a felső miocénben.

Ez a felső miocén disztenzív tektonika kapcsolatban lehet az azonos korú extenziós fázissal, melynek jelenlétét a calabriai ívben Ghisetti és Vezzani (1982) mutatta ki.

Szicíliaiban a kainozoikum során két helyen volt vulkanizmus: az Ibleai-hegységben a felső miocéntől az alsó pleisztocénig, és az Etnán a középső pleisztocéntől máig.

Az Ibleai-hegységben karbonátplafonon sekélytengeri és szárazföldi vulkánosság volt. Mind alacsony K-tartalmú tholeiites, mind alkáli bazaltok megtalálhatók (Romano és Villari, 1973; Cristofolini et al., 1981) (3. ábra). Ez a vulkanizmus fő törések kereszteződésében, a feszültségi mozgások következtében jött létre.



3. ábra $SiO_2/Alk.$ és MgO/TiO_2 diagramok. (ET) Etna tholeiitek, (IT) Ibleai tholeiitek, (EAB) Etna alkáli bazaltok, (IB) Iblea alkáli bazalt.

(SiO_2 vs. Al_2 and MgO vs. TiO_2 plots. (ET) Etnean tholeiites, (IT) Hyblean tholeiites, (EAB) Etnean Alk. basalte, (IB) Hyb. basalte of alk. character.)

A ma 1750 km²-t elfoglaló 3340 m magas, a középsőpleisztocén óta működő vulkán működését tholeiites bazalt ömléssel kezdte (Christofolini, 1973; Chester és Duncan, 1982) de a fő tömegét

közepesen alkáli, trachitbazaltos rokon-ságú kőzetek, alkáli bazalt, hawaiiit, mugearit és benmoreit alkotja.

AZ ETNA ALJZATÁNAK GEOLÓGIÁJA (KELET-SZICÍLIA VÁZLATOS FÜLDTANA)

Szicília összekötő kapocs Észak-Afrika hegyvonulatai és az Appennin-ív között.

Az itt lévő fő szerkezeti egységek:

1. Iblea-máltai előtér
2. Gela-cataniai előmélyedés
3. Appenini-maghrebi lánc

Ibleai előtér

A triásztól a terciérig karbonátos üledékképződés a jellemző, mind a dolomit, mind mészkőrétegek megtalálhatók. A kréta időszaknál idősebb üledékek csak mélyfúrásból kerültek elő, míg a triásznál idősebb üledékek jelenlétét az üledék több kilométeres vastagsága miatt még nem sikerült kimutatni. A felsőmiocénben az üledékképződés megváltozott: a korallós mészkövek közé freatomagmatitok keveredtek és a megváltozott fauna jelezte, hogy a sekélyvízi környezet fokozatosan kontinentálissá változott. A miocén-pliocén határ teljes változást mutatott a felső miocénben lezajlott erős emelkedés miatt, mely Syracuse - Málta lejtőt (Carbone et al., 1982) létrehozta és meghatározta a mai Jón-tengeri partvonalat.

Gela-Catania előmélyedés

A terciér vége felé ÉK-DNY irányú törések mentén az Ibleai előtér északkeleti pereme lezökkent, és létrejött a Gela-Catania előmélyedés. Ez a külső része egy nagyobb kiterjedésű medencének, a Caltanissetta-süllyedéknek. A nagy kiterjedésű, mély területet az Appennin-maghrebi lánc legdélebbi takarója, a Gela-takaró kitöltötte. A takaró pliocén és miocén üledékei a mélyedés középső pliocén időszaki képződményeit fedték be.

Az Északi-lánc

Az Északi-lánc egy töredéke az Appennin-maghrebi láncnak, mely különböző szerkezeti, rétegtani egységekből álló takarók egymásra tolódásából épül fel. A D-É irányú szelvény (4. ábra) többé-kevésbé jól jellemzi a szerkezeti-rétegtani egy-



4. ábra Sematikus keresztmetszvény Kelet-Szicíliában (Az Etnától nyugatra)

(Schematic cross-section N to S in East Sicily - West of Etna.)

seégeket a belsőtől a külső zónáig. A különböző egységeket Lentini (1982) szerint sorolom.

1. Monte Judika Egység (Lentini-Vezza-ni, 1978): karni márgától numídiái flisig
2. Imerese egység - Numídi Flis
3. Panormid egység - felsőkréta-eocén "Scaglia"
4. Sicilid egység - felsőkréta tarka agyag - eocén-oligocén márga
5. Monte Soro egység
6. Reitano Flis: Oligocén - alsómiocén flis

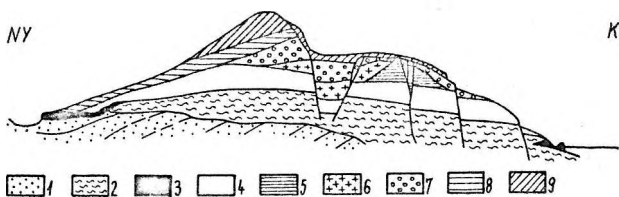
Calabriai egységek

Szicília északkeleti részét, a Peloritániai-hegységet alkotják, ill. a Monte Soro-egységre rátoltan található. Több különböző takarót tartalmaznak, melyben a kőzetek metamorf foka a kis fokú metamorfózist szenvedett palától a gneiszig terjed. A szerkezeti legmagasabb egység, az Aspromonte-takaró szenvedte el a legmagasabb fokú metamorfózist (Lentini-Vezzani, 1975).

1. Unitá di Capo St.Andrea - alsóli-ásztól-eocénig
2. Taormina egység - alsóliász - eocén klorit-szericit-alacsony fokú metamorfózis
3. St.Marco egység - alacsony fokú metamorf kvarcit, metaarkózák
4. Antiszicilid egység és Floresta "kalkarenit"

Posztorogén egységek

A fő miocén tektonogenetikus fázisok után képződött homokos és agyagos fedőképződmények. Ide tartozik a gipsz, az "alpmészkö", a "tripoli" és az agyag-breccsa, a "Iruhi" - a fehér márgák és a Kék Agyagok és a felsőpliocén homokkő és konglomerátum.



7.a ábra K-Ny keresztmetszvény.

1. üledékes aljzat
2. A. Pliocén Szicíliai márga
3. Tholeiit
4. Nem tagolt vulkanitok
5. Calana egység
6. Trifoglietto I.
7. Trifoglietto II.
8. Vavalaci
9. Mongibello.

(E-W section of Etna volcano showing relationship among the different units)
 Régebben a legtöbb próbálkozás a Valle del Bove kaldera falának elemzéséből indult ki és onnan próbáltak extrapolálni az egész vulkáni komplexumra - így onnan csak a fiatalabb egységek anyagát tudták kimutatni. Az egész felépítmény megismerése csak az utóbbi időben kezdődött, a hegy lábánál lévő idősebb vulkanitok és vulkáni üledékek vizsgálatával (Cristofolini, 1973; Romano, 1979; Romano et al., 1979). A rétegtani rekonstrukció fő problémája a rövid, néhány százezer éves fejlődéstörténet, melyre a legtöbb radioaktív kormeghatározási módszer bizonytalan adatokat ad. Az egyedül biztos módszer e fiatal koroknál a C^{14} , mely viszont csak olyan esetben alkalmazható, ha a lávafolyásban, ill. piroklasztit-szórásban elszenesedett famaradványok találhatóak. A K/Ar módszer ennél jóval pontosabb, míg a Th/U kormeghatározás eredményeit (Condomines-Yanquy, 1976) sem lehet teljes biztossággal elfogadni. Pontos, megbízható koradatokat csak az 5/b egységből ismerünk, mivel e régóta lakott területről közel 3 ezer éves írásos emlékek vannak.

Már a vulkán első kutatói (Lyell, 1859) is megállapították, hogy az Etna nem egy egységből áll, hanem több tagból álló vulkáni komplexum. Ezek azonosítása, rétegtani elrendezése csak az elmúlt évtizedekben történt csak meg (Klerk, 1968; Lo Guidice et al., 1974; Cristofolini,

1974; Romano-Sturiale, 1975). Az egyes egységek korának pontosítása pedig még továbbra is szükséges.

Az első eruptív jelenségek a mai Etna területén

A legidősebb vulkanit előfordulás, a szicíliai agyagba települt tholeiites bazaltömlés idejét vele egykorú üledékes kőzet alsó-pleisztocén kora jelzi. Így, bár a kőzetből készült radiometrikus koradatok eléggé megbízhatatlanok, az üledékes kőzet kora alapján az első vulkáni működés 700-500 ezer év között volt. Az első tenger alatti bazaltok, a pleisztocénben a mai Etna egész területét elfoglaló tengeröbölben, csekély mélységben ömltek ki. Azóta az aljzat gyorsan emelkedik (3 m az elmúlt 1000 évben, Romano-Sturiale, 1981). A pleisztocén agyagok pedig 700 m-t emelkedtek képződésük óta, és az Etna ÉNY-i oldalán 600-700 m tszf. magasságban találhatóak (Cristofolini, 1967; Kiefer, 1970; Romano-Sturiale, 1981).

Az emelkedés következtében a későbbi, de még ebbe a képződési ciklusba tartozó (tholeiites) lávák már a szárazföldre ömltek. Ennek a működésnek a nyomai a DNY-i oldalon találhatóak (a tenger visszahúzódása a NY-i oldalon előbb megtörténhetett). Sőt néhány helyen ezek a lávák már erodált felszínre folytak. Az első ciklus kőzetei erősen eltérnek (tholeiites - alkáli) a későbbi szakasz termékeitől (1. táblázat).

Vízalatti tholeiitek bazaltok a DK-i oldalon Aci Castello, Aci Trezza és Ficarra környékén, a D-i oldalon a Simeto folyó partján találhatóak (Sturiale, 1968; Cristofolini, 1973).

Ezt a csoportot a kőzetfajta alapján négy csoportba sorolhatjuk.

1. Pillow láva kevés sekélytengeri agyaggal - Aci Castello-i vár alatti feltárás (Romano-Sturiale, 1981).
2. Sekélytengeri agyaggal befedett intrúzió, melynek bazalt-dolerit anyagára a hatszöges, oszlopos elválás jellemző: Aci Trezza (Cristofolini, 1974).
3. Iszapba nyomult, szétrobbant bazalt maradványok - hialoklasztit és hial-

lokasztit breccsa

4. Robbanásos breccsák, oxidált blokkok: Ficarazzi környékén.

Szárazföldre folyt tholeiites lávák

Még az első működési periódushoz tartoznak, de a hosszan tartó kitörési periódus végén, kb. 200.000 évvel az első lávaömlés után, már a tengerből kiemelkedett szárazföldre folytak.

Ma az Etna DNY-i lábánál találhatók (Valcorrente, S.Maria di Licodia, Biancavilla és Adrano környékén) 300-600 m-es tszf. magasságban.

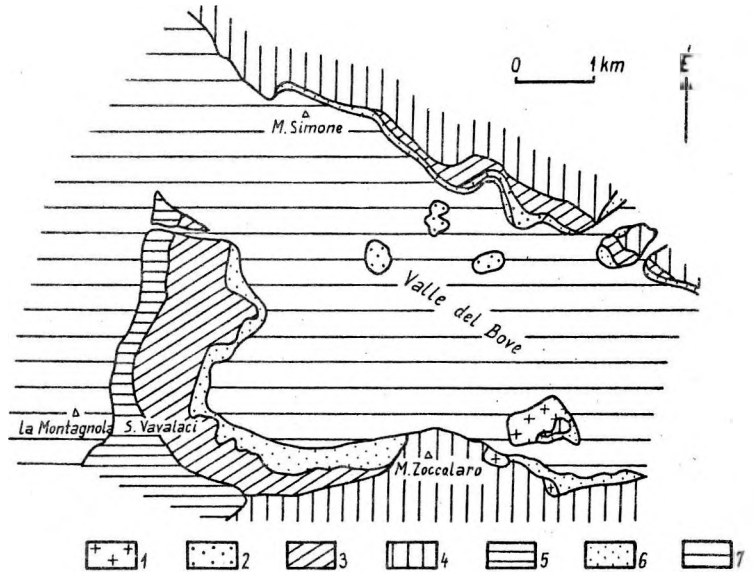
Ez a hosszanti repedésekből kiömlő láva az előző, még víz alatt kiömlött lávateraszokat befedte. Ellentétben annak pillow szerkezetével ez főleg fontos lávaként szilárdult meg.

Ősi alkáli kitörési központok

Idáig még nem bizonyított, de valószínű, hogy a tholeiites és az igazi Etna alkáli vulkanizmusa között jelentős idő telt el. Az U/Th radiometrikus kormeghatározás szerint (Condomines-Tanquy, 1976) az alkáli vulkánosság kezdete 100.000-200.000 évvel ezelőtt volt. Ezek a változások okozhatták a vulkanitok kemizmusának hirtelen változását, a hasadékvulkanizmus befejeződését és a centrális vulkáni kürtők kinyílását. Az ősi központok egy része azóta szinte folyamatosan működik. Néhány egykori centrumot, mint a Calanna és a Trifoglietto I, a szerkezeti-morfologiai vizsgálatok mutatták ki (Klerk, 1968; Romano-Sturide, 1975).

A két említett kráter a Valle del Bove területén van, mely (8. ábra) Romano (1979) szerint nem tulajdonítható egy kaldera összeomlásának, hanem több, freatomagmatikus robbanásból és vulkanotektonikai beszakadásból képződött. Az akkori kürtők anyaga már egy jelentősen megemelkedett platformra folyt, melyek fő tömegét a repedéseken kifolyt anyag alkotta, de a vulkán bázisát alkotó üledékes kőzetek is már a tengerszintnél néhány száz méterrel magasabbra kerültek az emelkedés következtében. Az egész szerkezet egy pajzsvulkánhoz volt hasonló, melynek magassága 1200 m körül lehetett. Ehhez hozzáadva az egész terület

400-500 m-es emelkedését, ekkor az Etna csúcsa 1500 m tszf. magasságban volt.



8. ábra A Valle del Bove és környékének vázlatos földtani térképe.

(Geological sketch map of Valle del Bove)

Ez a főleg fontos lávából felépült hegy a primitív bázisvulkán, (Kiefer, 1974; Tanquy, 1978) a fölötté lévő fiatalabb építménytől erősen eltért. Az ebben az időszakban képződött lávák porfirosek, nagy mennyiségben tartalmaznak olivin és piroxén megakristályokat.

Trifoglietto egység

Körülbelül 100.000 éve kezdett felépülni a sztratovulkán, melyet az akkor felszínre került vulkanitok ismét megváltozó kémiai összetétele jelez. Terjeszkedésével befedte az előző pajzsvulkán alkáli kitörési központjainak nagy részét. A magma emelkedési mechanizmusa megint megváltozott és valószínű, hogy több, kisebb közepes mélységű magmakamra szolgáltatott anyagot. A közepes mélységben további magmadifferenciáció lépett fel és erősen differenciált láva, mugearit és benmoreit képződött.

Alsó tufák és laharok

Az úgynevezett alsó vagy sárgásbarna tufák jól kiemelkedő padokban nagy terület borítanak Giarre és Piedimonte között. Szél szállította, finom és közepes méretű szemcsékből (hamu, homok és kisebb lapillik) és 1-5 mm-es mafikus kristályokból állnak.

Az alsó tufák feltehetően egy erősen robbanásos időszak termékei, mely idős alkáli centrumok elhalása és a Trifoglietto-i központok működése közötti időszakban képződtek.

Alsó laharok

Ezek vörös homokos alapanyaggal jól cementált, kaotikus breccsák, melyben különböző lávákából származó közepes vagy nagy méretű szögletes tömbök találhatók. Fő kibúvása a Timpa di S. Tecla és Timpa di Acireale, ahol vastagsága a 150 m-t is eléri. Ezen laharok jól jellemzik az egykori alkáli kitörési központok óriási robbanásait és elpusztulását is. Feltehetően a robbanást okozó nagytömegű víz volt egyben a vívőanyaga a sárfolyásnak.

A Trifoglietto egység kitörési központjai

A Trifoglietto egység kitörési központjait a Valle del Bove nyugati és déli falából írták le. - Trifoglietto II. (Klerk, 1968), Vavalaci (Lo Guidice, 1970) Belvedere és Serra Giannicola Piccola (Lo Guidice et al., 1974) és végül a Monte Zoccolaro (Romano-Sturiale, 1975) Ezeket mind a különböző anyagaik, ill. differenciációs trendjük alapján különítették el.

Ez alapján a "Trifoglietto" működést is több részre lehetett osztani.

- a/ Trifoglietto II: differenciált vulkáni termékekkel jellemzett vulkánosság
- b/ Zoccolaro: bázisos vulkánosság
- c/ Vavalaci - Belvedere: differenciált vulkanizmus
- d/ Serra Giannicola Piccola: bázisos vulkánosság

A "Chiancone"

Ez az üledékes formáció nagy területen található Pozzillo és Giarre között. Ez a tipikus alluviális legyező a vulkán peremén lévő mélyedést töltötte ki és néhány helyen a vastagsága a 400 m-t is meghaladja.

A parti homok mátrixú kőzetet kavics és tömb nagyságú vulkáni törmelék alkotja. Anyagában mindenféle vulkanit, piroklasztikum, tholeiites és alkáli lávakőzet is megtalálható. Kétféle fáciese ismert. Az egyik lekerekített, jól rétegzett, osztályozott vulkáni kavicsokból, míg a másik osztályozatlan, szögletes tömbökből áll. Míg az első, Kiefer (1970) szerint, lassú fluviális üledékképződés során képződött, addig a második krátertő robbanással, vagy lerohanó jeges árral képződhetett, a robbanásos tevékenység következtében. A "chiancone" üledék a Trifoglietto egység fokozatos elpusztulásával jött létre, melyek maradványai a Valle del Bove területén találhatók (Romano - Sturiale, 1981).

Mongibello egység

A "Trifoglietto" működés elcsendesülésekor jelentős változás történt, a kitörést tápláló nyílások ÉNY-ra tolódtak és egy újabb sztratovulkán képződése kezdődhetett meg, mely a nyugati oldalon teljesen befedte az eredeti "pajzsvulkánt".

Az Ősi Mongibello

Morfológiai és kőzettani jellemzők alapján az új vulkán két különálló kitörési központra bontható - az idősebb (Ellittico és Leone kitörési központokkal). Az Ellittico az északi oldalon szolgáltatta az Alcantara folyó lávateraszait, míg a Leone lávák a Valle del Bove-ban és a piroklasztikumai pedig a hegy ONY-i lábánál Bianca-Villánál láthatók.

A Fiatál Mongibello

Az elmúlt 3-5 ezer évben szolgáltatott vulkáni anyag a Fiatál Mongibello eruptív központból származik. Ez az anyag körben a hegy minden oldalán megtalálható és a régi működés anyagának jelentős részét befedi. A Fiatál Mongibello működésének kezdetét az ismét kevéssé differenciált anyag megjelenése és a robbanásos tevékenység gyengülése jelzi. Az effuzív karakter erősödése és a gyengébb differenciáció a magma mélyebb származására utal. E ciklus kezdetét nagy mennyiségű fontos lávafolyás jelzi, mely az Alcantara folyó partján ma is látható. Ez a jelleg az elmúlt néhány ezer évben

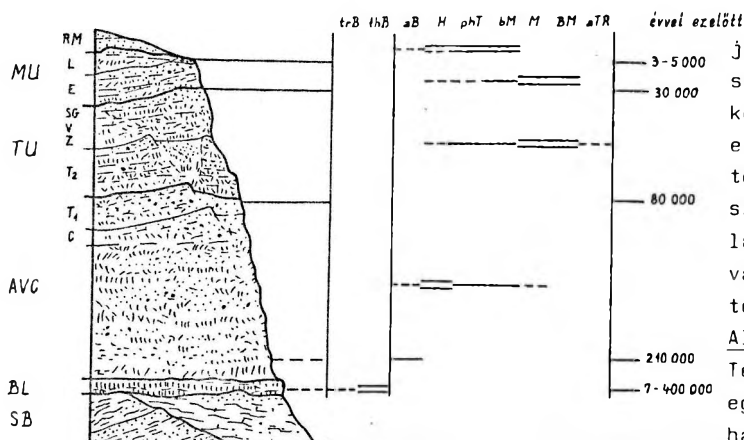
visszatért (1614-24, 1651-es kitörések) és az ezekből az időkből származó láva-barlangok is jelzik az alacsonyabb viszkózitású lávafolyásokat. Bár a jelenlegi lávák összetétele elég állandó (Cristofolini et al., 1984), a folyékony fonatos láva aránya a salakos 'aa' lávához képest elenyésző.

AZ ETNA ERUPTÍV FEJLŐDÉSTÖRTÉNETÉNEK VÁZLATA (Romano-Sturiale, 1982)

1. Az első tholeiites hasadék vulkánosság 700.000 (500.000)-tól 200.000-ig
 - 1.1. pillowlávát, hialoklasztitot és intruzív doleritet adó tengeralatti vulkanizmus (DK-i oldalon)
 - 1.2. A terület fokozatos emelkedése kezdődik
 - 1.3. Szárazföldi kitörések nagy tömegű lávaárat adnak, mely ma terasz (DNY-oldalon)
2. Kis, izolált kitörési centrumok, melyek bázisos alkáli vulkanitokat szolgáltatottak (200.000-től 80.000-ig)
 - 2.1. Primitív pajzsvulkán?
 - 2.2. A Monte Po eruptív központ
 - 2.3. A Calanna eruptív központ
 - 2.4. Trifoglietto I. kitörési központ
 - 2.5. Az ősi alkáli kitörési központok beszakadása, csúcsnál kalderák képződése. Az ezekből a kürtőkből származó lávák a Simeto és Alcantara folyók teraszainak felső részében található
- 2-3. Erős robbanásos tevékenység: törmelék, iszapfolyások (alsó laharok), az ősi alkáli kitörési centrumok határozott pusztulása
3. Kitörési aktivitás differenciált vulkanitokkal - elkezdődik a nagy sztratovulkán felépülése - Trifoglietta egység 80.000-30.000-ig képződött számos másodlagos kitörési központ.
 - 3.1. A Trifoglietto II. kitörési centrum
 - 3.2. A Zoccolaro kitörési centrum
 - 3.3. A mai Valle del Bove képződésének kezdete, DK-rész beszakadása
 - 3.4. A Vavalaci kitörési központ
 - 3.5. A Piano del Lago - Vavalaci kaldera beszakadása
 - 3.6. Belveder eruptív központ - feltölti a Piano del Lago Kaldera egy részét

- 3.7. Serra Giannicola Piccola eruptív központ
- 3.8. Kaldera beszakadások a mai Valle del Bove közepén
- 3.9. Trifoglietto egység pusztulása elkezdődik - iszapár képződés másodlagos Laharok és a Giarre-Riposto alluviális kút "Chiancone" képződése
4. Két periódusban folytatódik a nagy sztratovulkán a "Mongibello" épülése 30.000 évtől máig
 - 4.1. Ősi Mongibello - épült az Ellittico és a Leone kitörési központokban, differenciált alkáli vulkanitok szolgáltatásával
 - 4.2. Ellittico eruptív központ - két lávateraszt képvisel az Alcantara folyónál
 - 4.3. Erős robbanásos tevékenység: törmelék, iszapárak (felsőlaharok) és piroklasztit folyások - az Ellittico caldera összeomlása (15.000-15.500 év)
 - 4.4. A Leone kitörési központ excentrikusan képződött az Ellittico calderában és részben lávával kitöltötte azt.
 - 4.5. Erős robbanásos időszak (8000-3000 év) a Valle del Leone és a Valle del Bove egy részének összeomlása
 - 4.6. Erős árképződés, részben elpusztul az ősi Mongibello
 - 4.7. Fiatal Mongibello (5000-3000 - jelen) erős effuzív működés
 - 4.8. A Piano Kaldera összeomlása
 - 4.9. Történelmi kitörések I.e. 693-tól időnkénti és megismételt kis összeomlások a vulkán csúcsrégiójában. Rendszerezsek a nagy lávafolyások.

AZ ETNA KÖZETTANI-GEOKÉMIAI JELLEMZŐI
 Az Etna szerkezetében és közeteiben is összetett vulkáni komplexum. Első közelítésben a közettani-geokémiai paraméterek egy-egy időszak alatt csak kevésbé változtak, így a közettani vizsgálat lehetett a szerkezeti egységek elkülönítésének az eszköze (Cristofolini, 1973; Romano-Sturiale, 1982). (9. ábra)
 A részleteket tekintve persze több el-
 lentmondás is kitűnik. A vulkán több,



jelentheti szilárd fázis hozzákeveredését is az olvadátkhoz. Ebben az esetben a kémiai elemzések erősen eltérhetnek az eredeti magmaösszetételtől. Ezek az eltérések az idősebb egységeknél a rozsozabb feltártság, a koradatok pontatlansága és a kutatás inkább a friss lávák felé fordulása miatt kevésbé ismertek.

Alap tholeiites bazaltok

Terepi elkülönítés alapján a legidősebb egységet Cristofolini és Romano (1982) három tagra bontották.

Ezt a felosztást az 1. Adrano, Paterno lávaömlések, 2. Acitrezza-Acicastello pillow-jai és sekély intrúziói, 3. Monte S. Anastasia lávadugója kémiai összetétel különbségei (11. ábra; táblázat) is alá-

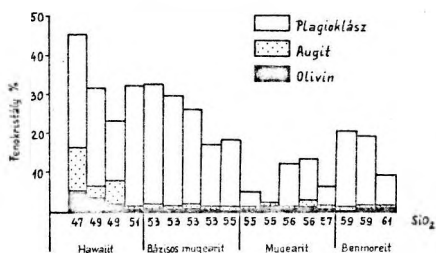
9. ábra Egyszerűsített litosztratigráfiai szelvény és a kőzettípusok kapcsolata.

(Simplified lithostratigraphical column with connection the rock types.)

mint 90 %-át fedő fiatal Mongibello kőzeteinek elemzésénél egyes lávafolyásokon belüli erős heterogenitás sem ritka, de egyes időszakokon belüli működések is kissé eltérnek egymástól.

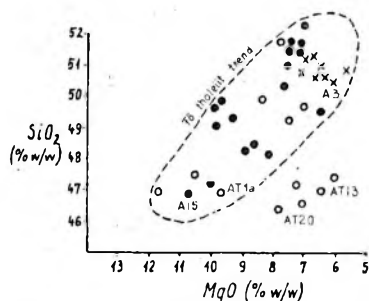
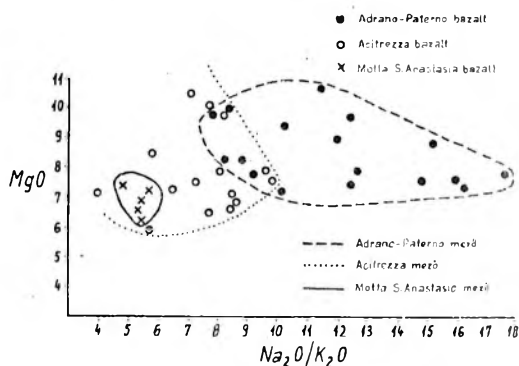
Pl. a 17. sz-i lávák kevesebb alkáliát és több mafikus komponenst tartalmaznak, mint a közelmúlt (1979, 1981, 1983) kitöréseiből származó minták (Cristofolini et al., 1984).

Gyakran a főelem összetétel eltér a kőzet összkomponenseiből szerkeszthető hűlési vonaltól. Ez részben a magas porfirításnak is köszönhető (10. ábra), de



10. ábra Alkáli lávák (Ny-Etna Adrano környéke) fenokristályainak eloszlási diagramja.

(Modal analyses of phenocryst of lavas of the alkalic series from the Adrano area - After Duncan 1976b)



11. ábra MgO-Na₂O/K₂O és SiO₂-MgO diagramok a tholeiites bazaltok elkülönítésére.

(MgO-vs. Na₂/K₂O and MgO vs. SiO₂ plots showing the differences among the different tholeiitic units.)

támasztják. Janguy (1978) szerint ezek a változások eredeti magmakémiai különbségeket tükröznek, míg Cristofolini (1973) ezt metasomatikus átalakulással magyarázza. A tholeiites jelleg viszont az első időszak összes vulkanitjait jellem-

zi szemben a későbbi alkáli sorozatba tartozó kőzetekkel. A lávák fenokristályainak vizsgálata alapján az olvadék nyomás-hőmérséklet egyensúlyi paramétereit meghatározhatók. A rezorpciós szegélyek, zárványok és fenokristályok zónássága szintén jellemző a felemelkedő magma sebességére és mélységére.

Az Adrano-Paterno bazaltok szövete az alkáli sorozaténál durvább kristályos, szubofitos. Ez nagy vastagságú lávafolyás lassú lehűlését bizonyítja, mely a likvidusz hőmérséklet körül ömlött ki (Cristofolini, 1972) és így az egyedüli fenokristály-fázisa az olivin ($Fe_{86} - Fe_{74}$). Az Aci Castello-Acitrezza bazaltok szövetben és kémiai összetételben nagyobb változatosságot mutatnak (Cristofolini, 1973). A pillow lávák az adranoihoz hasonló hipersztén-normatívok, míg az Aci Trezza doleritek instabil olivinjének egy részét monoklin piroxének helyettesítették.

A tholeiites vulkanitok az alkáli sorozatokkal összehasonlítva csak kis változatosságot mutatnak az olivin-normatívól a kvarc-normatív bazaltig. A hawaii tholeiitektől való eltérést Cristofolini (1972) nagynyomású folyamatokkal és kezdeti gránát és klinopiroxén kiválással magyarázza, bár ezt a magas M' arány ($M' = Mg / (Mg + 0,85 / Fe^2 + Fe^3) / 0,60$) nem támasztja alá.

A régebben feltételezett tholeiitokból kifejlődő alkáli bazaltok hipotézisét az újabb nyomelem vizsgálatok cáfolják. A Sr, Ce/Yb, Nd arányok heterogén köpenyedet jeleznek, míg a Hf/Th arány közepes értékei (Condomines et al., 1976) magmakeveredést is mutathatnak. A két sorozat erős kémiai eltérése mindenképpen nagy mélységi, még köpenybeli változásokat tükröz.

Az első heterogenitást Chester et al. (1985) által külön csoportba sorolt Paterno alkáli olivinbazalt átmeneti jellege tükrözi, melynek kora (Condomines és Tanquy) 210.000 év.

Alkáli sorozat

A 200.00 évnél fiatalabb vulkanitok már mind alkáli sorozatba tartoznak és a mai vulkán össz tömegének 98 %-át képviselik.

Három eltérő trend ismerhető fel az alkáli sorozatban:

1. normál trend;
2. alkália gazdag;
3. alacsony titán trend.

A normál trend csak gyenge alkáliadúsulást mutat és átmenetet képvisel a nefelinnormatív hawaiiitól a kvarc- és hipersztén-normatív mugearitig és benmoreitig. Az alkáliagazdag trendet a Valle del Bove és Valle del Leone, az előzőknél magasabb K-, Na-tartalmú kőzetei képviselik. A különböző trendek rétegtani helyzetét a 9. ábra mutatja. Az alkáli sorozatot főleg hawaiiit, bázisos mugearit, mugearit, benmoreit alkotja, míg a két szélső tag az alkáli bazalt, ill. trachit mennyisége a köztesekéhez képest csekély. Az alkáli sorozat lávái porfirós szövetűek, plagioklász, augit, olivin, valamint kevés titanomagnetit és kaersutit fenokristályokkal. A bázisosabb változatok fenokristály mennyisége a 30 %-ot is meghaladja (10. ábra), míg a savanyúbb tagok (SiO_2 60%) trachitos szövetűek és kevesebb mint 5 % fenokristályt tartalmaznak. A fiatal lávafolyások főleg hawaiiit-bázisos mugearit lávainak 1-10 mm-es földpátlécei An_{60-80} közötti összetételűek.

Az idősebb, erősen differenciált magmából felépült Trifoglietto egység benmoreitjei és alkáli trachitjai An_{25-35} összetételű plagioklászokat tartalmaznak. Az Etna alkáli kőzeteinek elemzéseit tekintve egy teljes alkáli differenciációs sor állítható fel.

A sorozatban észlelhető trendek a magma emelkedése alatti különböző fizika-kémiai paramétereket jeleznek, de a stroncium izotóp arányok Carter and Civetta (1977) szerint még köpeny heterogenitást is jeleznek.

A Hawaii, Réunion és Gough szigetek alkáli bazaltjaival összehasonlítva az Etna alkáli működését (Cristofolini et al. 1981) feltűnő, hogy az Etna bazaltjai alkáliákban jelentősen szegényebbek. A CaO- és Al_2O_3 -tartalmuk kissé magasabb, míg a TiO_2 -eloszlás eltérő a differenciáció során. A ritkaföldfém-eloszlás a két sziget alkáli vulkanitjával megegye-

zõ, szemben az idősebb alap tholeiites sorozattal, ahol a könnyű RFF-ek mennyisége közel egy nagyságrenddel kisebb.

A LIPARI-SZIGETEK

A hét szigetből (Stromboli, Panarea, Salina, Lipari, Vulcano, Alicudi, Filicudi) kisebb-nagyobb sziklából (Basilluzzo, Strombolicchio) és néhány tengeralatti hegyből álló szigetcsoport (1. ábra) vulkáni kőzetekből épült fel, a Tirrén-tenger délkeleti sarkában, a Calabro-Peloritani kristályos öv belső szélén. Radiometrikus kormeghatározások alapján (Gillot és Villari, 1980), a szigetek vulkanitjai mind az elmúlt fél millió év alatt képződtek. A szigetek aljzatából és a seamountokról vett minták kora 1,3-0,2 millió év közöttinek adódott (Beccaluva et al., 1981.b). Két, részben egymást átfedő működési periódus különíthető el a szigetek életében. Ez a két időszak egymástól erősen eltérő anyagot adott (Villari, 1980; Beccaluva et al., 1981.b). Az első szakaszban kialakult szigeteken a kőzettani összetételén kívül a Mindel-Riss interglaciális időszak (125 ezer éve) alatt képződött fosszilis partvonalak (18-35 m-re a mai felett) kavicssteraszai is jelzik az idősebb kort.

- Az első (pre-tirrén) kora-pleisztocén időszakban épült fel Panarea és Filicudi (Villari, 1980) és ekkor képződött Salina és Lipari aljzata is.

- A második (poszt-tirrén) felső pleisztocéntól máig tartó időben alakult ki Alicudi, Vulcano, Stromboli és tovább épült Salina és Lipari. Vulcanon és Strombolin ma is állandó vulkáni működés van, míg Liparin az utolsó vulkánkitörés 1400 éve volt. Ma a nagy hőáramot csak néhány hőforrás jelzi ezen a szigeten. Vizsgálva az elmúlt 10.000 év vulkáni periódusait, Cortese et al. (1986) több, mint 3000 éves kitörés mentes időszakot is kimutatott, így ez a sziget még ma is aktív vulkáni centrumnak tekinthető. Az első időszak vulkánossága a vulkáni szigetívekre (Sugimura és Uyeda, 1973) jellemző mészkalkáli bazaltot és andezitet produkált, míg a második idő-

szak kőzetei közül az idősebbek a magas K-tartalmú andezites sorozatba, majd a későbbiek a shoshonitos asszociációba sorolhatók (Peccerillo és Taylor, 1976). A K_2O szokatlantulgyors növekedésén kívül folyamatos savanyodás (SiO_2 növekedés) jellemzi a Lipari-sziget egyre fiatalabb vulkanitjait (Pichler, 1980; De Rosa et al., 1983): kvarclátianandezit-riodácit-riolit.

Vulkánon ez a trend nem egyértelmű (Keller, 1980; Frazzetta et al., 1985):

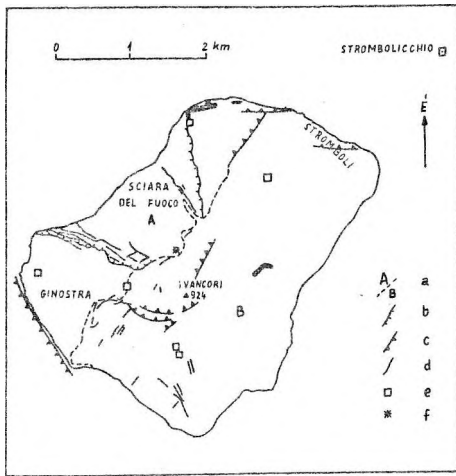
trachitbazalt - leucittefrit - riolit - trachit. A Strombolin (melynek kora a radiometrikus adatok hiányában ismeretlen, de mindenképp a második időszakban képződött és valószínűleg a legfiatalabb sziget a szigetcsoportban) csak az első, a K_2O növekedési trend ismerhető fel a fiatalodás irányában. A sziget aljzatát képező lávák és piroklasztikumok mészkalkáli andezitek, bazaltok, a jelenkori működés pedig shoshonitos bazaltot szolgáltat.

A három, ismertebb sziget (Stromboli, Lipari és Vulcano) vázlatos ismertetésénél az 1980-ban kiadott átfogó mű: "The Eolian Islands" (Villari ed.) és a hozzá csatolt 1:10.000-es térképsorozat fő téziseitől csak néhány helyen térek el kissé - Vulcano esetében Frazzetta et al. (1982; 1983; 1984; 1985) újabb megállapításait figyelembe véve, míg Liparinál Keller (1980), ill. Pichler (1980)-tól, Cortese et al. (1986) és saját terepi megfigyeléseim, valamint Sheridan szóbeli közlései alapján.

Stromboli

A 12,2 km² területű, tengeralatti 2000 m mély aljzatáról 924 m tszf. magasságba emelkedő, majdnem szabályos vulkáni kúp a szigetcsoport legészakibb tagja (12. ábra). Ezt a vulkánt nevezték ki a "Stromboli féle" állandó működés típuspéldájának (Bullard, 1976). A sziget lávafolyásokból, telénekből, teleptelénekből és piroklasztitokból épül fel. Az egyedüli üledékes kőzet a kavicsból, homokból és újrarátegzett piroklasztitból álló parti üledék.

Bár a Stromboli erősen központi, centrális működést mutat, de ettől eltérő ol-



12. ábra A Stromboli vázlatos térképe a szerkezeti egységekkel.

(Sketch map and main tectonic units of Stromboli.)

dalirányú parazita központok is találhatóak, a szigeten. A nyugati oldalon a Vigna Vecchia, a Strombolicchino és az ÉK-DNY-i fő tektonikai iránytól eltérő Timpone del Fuocot is ide kell sorolnunk. Ez Rosi (1980) szerint egy idős pajzsvulkán. Bár Rittmann (1967) kissé túloz, amikor a vulkán egyötödét sillekből és dájkokból építi fel, de a déli oldalon csoportosuló közzettelérek jelentősége tagadhatatlan.

A Stromboli rétegtani felépítése

Két fő működési ciklus különíthető el a centrális sztratovulkán tenger feletti részén. Ezeknek abszolút kora még ismeretlen, de körülbelül néhány ezer tízezer év lehet.

Idős ciklus

Az első szakasz egymásra következő piroklasztitjai és lávafolyásai építették fel a sziget keleti oldalát. Ez a típusos sztratovulkán három fő rétegtani egységre bontható:

- a. Alap Piroklasztit
- b. Alap Láva
- c. Vancori Complexum (alsó, középső, felső)

a/ Az ide tartozó tufákat, (Petrazza tufa, Cavonni tufa, Valloni di Rina tufa) lávák fedik és csak a legmélyebb

eróziós bevágódásokban kerülnek a felszínre.

b/ Az Alap Láva fedi a piroklasztitokat délen (Serro Monaco lávák) és az északkeleti oldalon ezek a lávák összetételük alapján elkülöníthetők:

1. A déli lávák és salakok (andezitek, alacsony SiO_2 tartalmú andezitek).
2. Az északkeleti lávák (magas Al tartalmú bazaltok és magas K andezitek).

c/ Alsó Vancori: egykori kráterdepresszió utáni lávafolyások, kevés salakkal (magas-Al bazalt).

Középső Vancori: lávafolyások és szillek (magas-K andezit)

Felső Vancori: tarka salakos tufák, tufabreccsák lávakkal összefogazódva (magas-K andezit).

Fiatal ciklus (aktív vulkán)

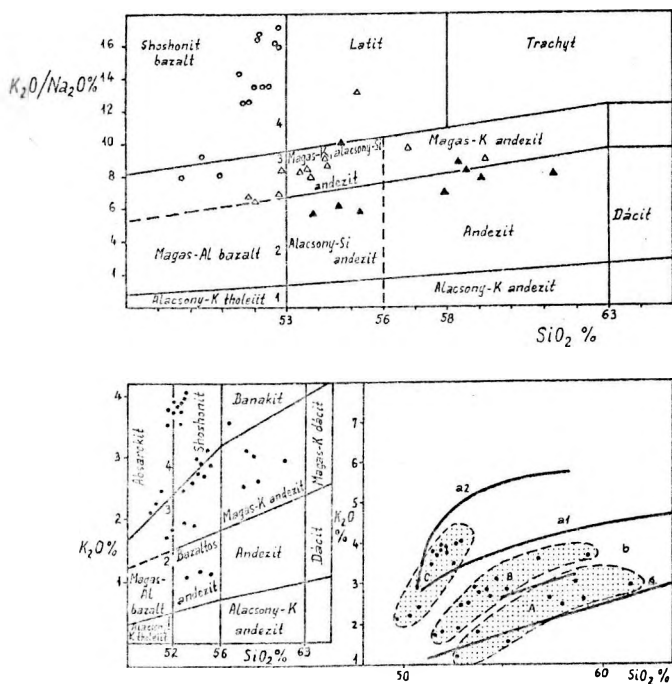
Az idős ciklus vége felé a kráterek meg-süllyedtek és a felső Vancori lávák töltötték ki a mélyedéseket. Ez a beszakadás valószínűleg erős explozív ciklus eredménye lehetett. A depresszió északkeleti oldalán az új ciklus nyílásai képződtek.

A Pizzo Sopra la Fossa és a Sciara del Fuoco peremének lávái innen származnak. Majd a működés fokozatosan nyugat felé terjedt és laterális kráterek, parazita-kúpok szolgáltatatták a Timpone de Fuoco és a Vigna Vecchia lávafolyásait (shoshonit bazalt).

Nagyon fiatal beszakadás következményeként a még nyugatabbra terjedő vulkanizmus hozta létre a Stromboli jelenlegi arculatának meghatározóját, a Sciara del Fuoco-t, mely 38° -os szögben meredeken dől a tenger felé és a felszín alatt 500 m-ig követhető.

Közzettani felépítés

Rossi (1980) 36 kémiai elemzést közölt, ebből a típusokat a 2. táblázat mutatja. A Pecerillo-Taylor diagram (13.a ábra) jól mutatja az egyes közzettípusok jellemző eltéréseit. Szintén jól mutatja a jellemző geokémiai eltéréseket Barbieri et al. (1974) $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diagramja is (13.b ábra). Ez a SiO_2 növekedésével még a többi sziget közzeteinek $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ emelkedését is túlhaladja.



13. ábra a) K_2O/Na_2O-SiO_2 diagram (Barbieri et al. 1974)
 b) K_2O-SiO_2 diagram (Pecerilla és Taylor 1976)
 (K_2O/Na_2O vs. SiO_2 plot - Barbieri et al. 1974 - 1. islands arc; 2. Calc alkaline; 3. High K andesitic; 4. Shoshonitic rocks of Stromboli)
 (K_2O -vs. SiO_2 plot A) a₁, a₂ shoshonitic series; B) b, high-K alc. series; C) c calc alkaline.)

Mint e diagramok is mutatják, a Stromboli három magmás sorozat különíthető el. Ez fontos fejlődést mutat, mely valószínűleg a Lipari-szigeteket ért tektonikai változásokat jelzi. Az idős ciklust mészkáli sorozatok képviselik, míg a magas K-tartalmú mészkáliit váltják fel a shoshonitos vulkanitok a fiatal ciklusban.

A shoshonitos sorozatba való átmenetet a főleg adatokon kívül leginkább a piroxének egységes összetétele bizonyítja (Joplin et al., 1972), de ezt a frakcionált kristályosodás változásaira érzékeny Fe/Mg változatlanlansága is tükrözi a Stromboli legfiatalabb kőzeteinél.

A shoshonitok összetétele eléggé egységes (SiO_2 49,8-52,8 % között változik),

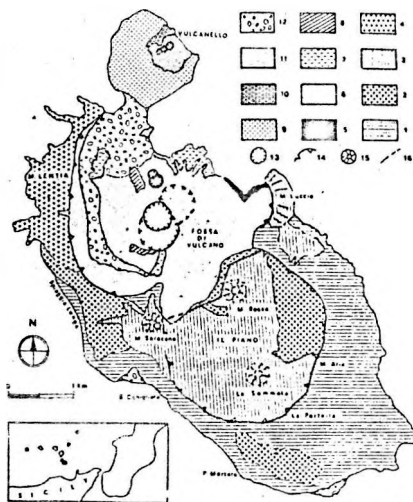
míg a két csoportra való elkülönítés inkább a K_2O növekedésén alapul (51-53 % SiO_2 változásnál 2-4 %-ra nő). Ezt a magas K-tartalmú, erősen por fíros kőzetet frakcionált kristályosodással nem vezethetjük le a kissé alacsonyabb K-tartalmúból.

Az ásványos összetételbeli változás: míg az alacsonyabb K-tartalmú kőzet olivinból, klinopiroxénből és plagioklászból áll, a másik csoport kőzeteiben ezen kívül a leucit is megjelenik. A mészkáli és magas Al sorozatot képviselő kőzetek a shoshonitnál nagyobb kémiai változotosságot mutatnak és az 50-60% SiO_2 tartalmú bazaltok, bazaltos andezitek és andezitek egy normális frakcionált kristályosodási sort alkotnak.

Vulcano

A Lipari-szigetcsoport legdélibb, 2 km² területű, jelenleg is működő tagja Vulcano. A vulkáni működés során felépült sziget Keller (1980) szerint négy jól elkülöníthető egységből áll (14. ábra).

1. Déli, vagy idős Vulcano
2. Lentic komplexum
3. Fossa di Vulcano
4. Vulcanello félsziget.



14. ábra Vulcano szigetének vázlatos geológiai térképe Pichler (1980) (Geological scetch map of Vulcano island - Pichler, 1980) Frazzetta et al. (1985) az első egységet

három tagra bontotta és így az ő 6-os felosztásuk szerint: Déli Vulcano-ra, Caldera del Piano-ra és a Caldera del Piano feltöltődése utáni idős vulkáni központokra osztható.

Déli vagy idős Vulcano

A sziget legidősebb része egy meredeken (kb. 40°) tenger felé lejtő sztratovulkáni szerkezet, melyen 300-400 m magasságban fennsík található, ami az egykori kalderabeszakadás eredménye. A beszakadt Caldera del Piano-t a későbbi kalderán belüli vulkáni működés anyaga töltötte ki.

A Déli Vulcano egymásra rétegződő trachibazalt és trachandezit lávafolyásokból és pirokalszt rétegekből áll. Ez az egykori vulkán szerkezetileg leginkább a mai Strombolihoz hasonlítható, a néhány oldalirányú kúrtőjével, melyek Spiagga Lungánál láthatók. Az idős vulkánon a 125.000 évvel előtti magas vízszint üledékei még nem találhatók meg. Az ennél fiatalabb kort a 107-113 év közötti K/Ar koradatok is alátámasztják.

Caldera del Piano

A 2-2,5 km átmérőjű, félkör alakú kalderát a trachibazalt, trachandezit és leucittetrit lávák és piroklasztok egészen a peremig kitöltötték.

Keller (1980) szerint az üledékeket többszöri újabb kalderabeszakadás is tovább mozgatta. A sorozat alján, illetve tetején vizsgált vulkanitok kora 99.500 ± 700 és 78.500 ± 4.500 év volt.

A Caldera del Piano feltöltődése utáni kitörési centrumok

Különálló vulkáni központok, mint a Monte Saraceno, La Sommata, Monte Lucia és a Monte Rosso. A Monte Lucia utolsó lávafolyásának K/Ar kora 48.000 ± 6.500 év. A Monte Saraceno egymásra következő lávafolyásokból és piroklasztitokból épült fel.

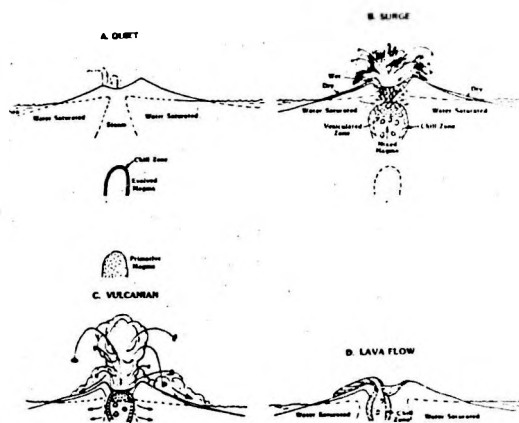
Lentia komplexum

Ez az egység viszkózus lávákából és néhány extruzív domból épül fel a sziget északkeleti oldalán. A lávák anyaga főleg riolit, de kevés látit és trachit is előfordul. A Lentia komplexum valószínűleg egy egykor jóval nagyobb egység maradványa, melyet a később kialakult Fos-

sa gyűrű alakú törései feldaraboltak, illetve a fiatalabb vulkán az előző anyagát feldolgozta. K/Ar kora 15.500 ± 1.400 év. Keller (1980) szerint kapcsolat van az itteni riolitos működés és a Lipari-sziget III. működése között. A Lentinától kb. 5 km-re lévő Monte Guardia-i riolitok kora (Crisci et al., 1903) valóban megegyezik. Így a közös magmakamra valószínűsíthető.

Fossa di Vulcano

A Fossa egy 391 m magas, 1 km átmérőjű, összetett tufakúp a kaldera közepén. A kaldera többszöri beszakadása bizonyítható a 48.000 és 14.000 év közötti intervallumban. A fossa kúp kialakulása is Frazzetta et al., (1983) szerint több (legalább négy bizonyítható: Puente Nere, Palizzi, Commenda és Pietra Cotte) szakaszban zajlott le. (A felsorolt fázisok egy-egy jól elkülöníthető kitörési centrumot jeleznek). Egy-egy ciklus 4 fázisból áll (15. ábra) és többszáz évig eltart Frazzetta et al. (1983) modellje szerint, és a fázisok különböző anyaga többé-kevésbé követhető a kráterperembe mélyített fúrások anyagában. A modell szerint a Fossa vulkáni működése jelenleg az 1-es fázisban van.



15. ábra A Fossa di Vulcano működésének modellje (Frazzetta et al. 1983)
 a) csendes b) ártufa képződés
 c) "Vulcani" típusú "sensa stricto"
 d) lávaömlés.

(Model for the activity of four phases of Fossa di Vulcano.)

Vulcanello

A Vulcanello a Vulcano északi, főleg leucittefritből álló lávaplatformján épült félszigete. Az erre épült vulkánok a KÉK-NyDny-i vulkánon is folytatódó törésvonalra települtek. Vulcanello, mint különálló sziget ie. 183-ban emelkedett ki a tengerből és tengeri homok és piroklasztit kötötte össze Vulcanoval a 16. századra.

Keller (1980) öt fő egységet tudott itt elkülöníteni.

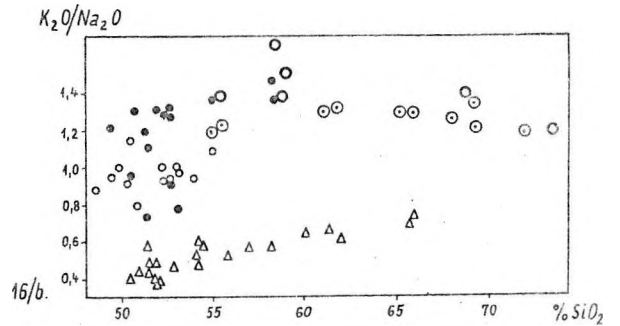
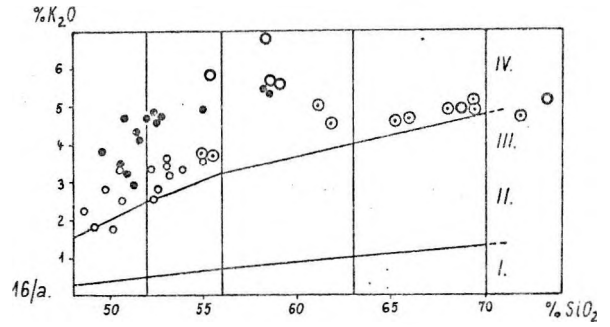
- Vulcanello I. (keleti kúp): ie. 183
- Vulcanello II. (középső kúp)
- Leucittefrit (platform)
- Roveto (trachitos lávafolyás)
- Vulcanello III. (nyugati kúp): 6-16. századig

Kőzettani felépítés és geokémia

A Vulcano lávájának összetétele a bazalttól a riolitig változik, 48-73 % SiO_2 tartalommal (3. táblázat). A szigeten a bázisos kőzetek vannak többségben az intermedierekkel és a savanyúakkal szemben. Leggyakoribb az 50-53% SiO_2 tartalom, míg az aljazban csak bázisos kőzet ismeretes (48-51 % SiO_2). Míg a SiO_2 tartalom általában alacsony, az alkáli tartalom, ill. K_2O/Na_2O arány is nagyon magas (16.a-b ábra).

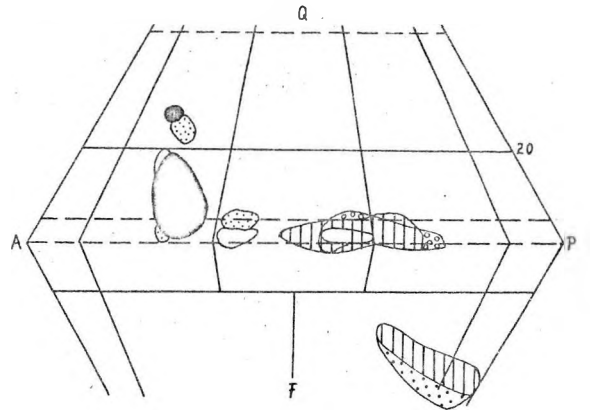
Peccerillo és Taylor (1976) K_2O-SiO_2 diagramja szerint a vizsgált kőzetek 95%-a a shoshonit sorozatba tartozik.







Streckeisen (1967) kissé módosított kettős háromszög diagramján (17. ábra) - melyen a K_2O/Na_2O 1 bazaltos kőzetek leucittefritek - a Vulcano szigetéről gyűjtött minták pontjai három jól elkülönülő mezőben foglaltak helyet. A legtöbb kőzettípus porfiros szövetű, holokristályos alapanyaggal, míg látitoknál és trachitoknál barna üveg alapanyag is előfordul. Obszidián jellegű kőzet a Lentina komplexumban és a Fossa Pietre Cotte lávafolyásában található. Castellet y Ballara et al. (1982) mikroszkopos vizsgálatai alapján a trachitok-trachibazaltok plagioklász fenokristályai $An_{87}-An_{40}$ közöttiek, míg a riolitban An_{20} körüli plagioklászok vannak.



16.a-b ábra K_2O-SiO_2 diagram, K_2O/Na_2O-SiO_2 diagram Vulcano kőzeteire szerkesztve (Keller, 1980)

(K_2O vs. SiO_2 and K_2O/Na_2O vs. SiO_2 plots for the lavas of Vulcano - after Keller, 1980).



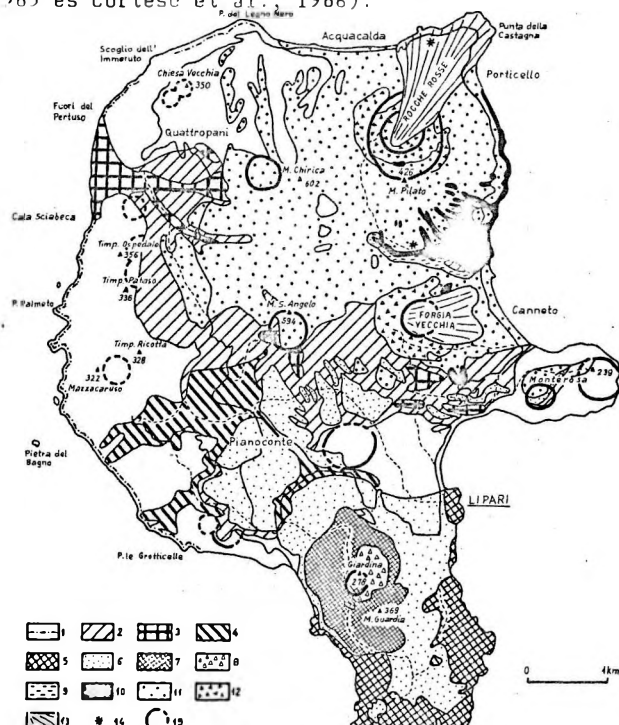
- | | | | |
|-------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|---------------|
|  | Déli Vulcano és Piano caldera |  | Fossa Vulcano |
|  | Lentia csoport |  | Vulcanello |
|  | Fossa caldera |  | Dájkői |

17. ábra QAPF dupla háromszögdiagram Streckeisen (1967)

(Lavas of Vulcano plotted on the Streckeisen /1967/ Quadrangular /QAPF/ plot.)

Lipari-sziget

A 38 km² területű, 1.400 éve már csak utóvulkáni tevékenységet mutató, de teljes mértékben vulkáni kőzetekből felépült Lipari-sziget a szigetvilág központja. Mai gazdagságát az északi részen található vastag fehér horzszakő rétegek adják, míg az északkeleti oldal obszidián lávaömlései a neolitikum alatt tették a Mediterráneum igen fontos pontjává. Az innen származó vulkáni üvegből készült eszközök Máltától Észak-Itáliáig megtalálhatók. A sziget első szisztematikus geológiai és kőzettani térképezését Cortese és Sabatini (1892), valamint Bergerat (1899) végezték. Az utolsó részletes térképezés alapján készült 1:10.000 geológiai térképet (Pichler, 1976) néhány helyen azóta módosították (18. ábra) (Crisci et al., 1981, de Rosa et al., 1985 és Cortese et al., 1986).



18. ábra Lipari vázlatos geológiai térképe. Pichler (1976)

1. I. időszak; 2-4. II. időszak;
5-8. III. időszak; 9-13. IV. időszak;
14. parazita kúpok; 15. kráter szegélyek.

(1. I. period; 2-4. II. period; 5-8. III. period; 9-13. IV. period; 14. parasitic volcanic conelets; 15. Crater rims)

Pichler (1976; 1980) a sziget vulkánosságát 4 ciklusra bontotta, ezt az újabb kutatások is alátámasztották és változtatásokat csak a 3. és 4. ciklus több tagra bontásával egészítették ki Pichler (1976; 1980) megállapításait.

Első ciklus

A sziget nyugati oldalán 18-35 magasságban megtalálhatók a Mindel-Riss interglaciális időszak magas vízszintjét jelző kavicsteraszok. Ez volt az első bizonyíték, hogy Lipari Panareához, Salinahoz és Filicudihoz hasonlóan ennél (125.000 év) mindenképpen idősebb.

A legidősebb képződmények kora K/Ar kor meghatározás alapján 223 ± 9000 év. Ezek víz alatt kiömlött lávák, hialoklasztitokból, szárazföldi lávák és összeült tufákból állnak. Összetételük latianandezit és kvarc latianandezit. Pichler (1980) szerint 12 majdnem teljesen lepusztult sztratóvulkán alkotja a sziget vázát, bázisát. Nagy részüket a II., III. és IV. időszak termékei fedik, de a nyugati oldalon önálló szirtekként, vagy vulkánroncsként is kibukkannak. Ilyen a Timpone Ospedale, Timpone Carrubo, vagy a Mte. Mazzacarusu. Tengerparti oldalukon szinte végig megtalálható a tírrenkorú kavicspad, míg a tengerből kiemelkedő magányos szirtek egy része is I. időszakbeli dájék.

Az 1. és 2. időszak között mintegy 60000 évnél hosszabb vulkánossági szünet volt és a Mindel vége felé kezdődött a következő ciklus.

Második ciklus

Az időszakot (150.000 ± 1.000) két nagy sztratóvulkán felépülése jelzi. A Monte S. Angelo (594 m) a legidősebb vulkáni forma, melynek 450 m átmérőjű, 90 m mély krátere is megmaradt, a sziget közepén emelkedik. A másik nagy sztratóvulkán a Costa D' Agosto tőle északnyugatra fekszik.

Mindkettő a szigetekre jellemző ÉÉK-DDNy irányú fő törésvonalon van, melyet szerkezeti vizsgálatokkal Frazzetta et al. (1982) mutatott ki Liparin, Vulcanon és Salinán. Ez az Eoli-szigetek - Tindari-Giardini szerkezeti vonal a sziget-csoporttól Északnyugat-Szicíliaig követ-

hető. Valószínűleg ez oldja fel a tágulási tektonika (dextrális) nyírásai feszültségét, melyet szeizmológiai módszerekkel is kimutattak.

A második ciklus 3 részre bontható. Legelőször kvarclátiandezites és kvarclátított összetételű lávák és piroklasztikumok képződtek. Az effuzív működés főleg a Costa D' Agostó-t jellemezte, míg a Monte S. Angelo kb. 30.000 éven keresztül explozívan működött. Ezalatt az idő alatt többször, hosszabb ideig is szünetelt a vulkánosság, mivel a kb. 300 m vastagságú piroklasztit üledékekben legalább 5 paleo-talaj réteg is elkülöníthető. A paleobotanikai adatok alapján egyes talajrétegek több ezer évet képviselnek, a maihoz hasonló klímát jelző pálmalevelekkel (Dolomieu, 1783). Az explozív időszakokban hideg és meleg laharok, tüzes salak, lapilli és hamufelhők keletkeztek.

A második alciklusban a Monte S. Angelo délnyugati szegélyén több kilométer hosszú lávaárok képződtek, melyek a délnyugati parton ráömlöttek a Tirrén kavicssteraszokra. Ezek a főleg riódácitos lávák különleges ásványtársulást (cordierit, gránát, andaluzit, szillimanit, spinell) tartalmaznak. Zárványként metamorf kőzetek, főleg szaruszirtek anyaga is megtalálható bennük. A 92000 + 10000 éve kezdődött harmadik alciklust, mely hosszú ideig explozív volt, kvarclatiandezit láva jelzi Mte. S. Angelo déli oldalán. A ciklus végét jelentő lávafolyás után (50-60 ezer éve) hosszú, több mint 20 ezer év szünet volt a vulkánosságban. A PII. piroklasztit rétegek átdolgozódtak a defláció és az időnként lerohanó vizek hatására. A téli esős időszak alatt hideg iszapfolyások (rain lahars) képződtek. A vulkáni port pedig szél szállította el és a többi szigeten is megtalálható sötétbarna üledék az úgynevezett tufalösz képződött. Ebből az üledékből Keller (1966) 39.000 ± 2.000 éves kort határozott meg C¹⁴ módszerrel. A meghatározott pálmalevél a Würm II/III. interstadiálit jelzi. A másik kulcsréteg már a vulkanizmus mentes időszak vé-

ge felé található. A titanit, biotit, barna amfibol ásványos összetételű egyes helyeken 60 cm-t is elérő vastagságú horzsakő por, mely Salinán, Filicudin és Panareán is megtalálható, Keller (1969) szerint nem a Lipari-szigetekről, hanem robbanásból származó tefra. Ez az üledék Nápoly környékén hiányzik, ezért Keller (1969)-es állítását többen vitatják. Ez a 25.000 éves horizont jelzi, hogy a 3. ciklus vulkanizmusa csak ezután kezdődött.

Harmadik ciklus

De Rosa et al. (1985) szerint a sziget déli részén erős explozív működés kezdődött kb. 22.000 éve. Ez nagy kiterjedésű "dry surge" üledéket produkált (Crisci et al., 1981) és létrehozta a Chiesa dell'Anunciazione kalderát.

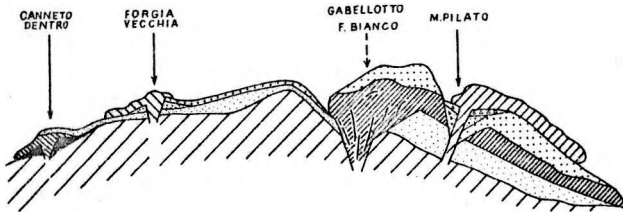
A kb. 8000 évig tartó ciklus a Würm III végétől a Würm IV-ig tartott, ez alatt az időszak alatt nemcsak Lipari déli részén, hanem Vulcano északi részén is felépültek a Lentia vulkánok (valószínűleg azonos magmakamrából). Egy idősebb és fiatalabb extruzív időszak különíthető el a ciklus alatt, közte horzsakövet, hamut és lapilli blokkokat szolgáltató erős explozív tevékenységgel. Az első intruzív időszak emelte a Monte Guardia (369 m) és a Mte. Guardina vulkáni dombok elődjét, majd az explozív időszak alatt ezek szétrobbanva két különálló kráterre szakadtak és az újabb extruzív időszak a krátereket riolit lávával részben kitöltötte.

A harmadik ciklus végét a Mte. Guardia-ból lerohanó "glowing avalanche" jelzi, mely jelenleg a legfelső réteget képviseli a hegy keleti oldalán (Grisci et al., 1983). A harmadik ciklus kőzeteinek ásványfázis és kőzetüveg vizsgálata során De Rosa és Sheridan (1983) egy K-gazdag andezites és riolitos magma keveredését vélte felfedezni, mely létrehozta ezen időszak erősen váltakozó vulkanizmusát. A korszak végét több, mint 2 m vastag paleotalaj rétegek mutatják, melyek mintegy 3000-5000 évnyi szünetet jeleznek a következő ciklusig.

Negyedik ciklus

Ez az időszak 16.000 év és az utolsó vulkáni működés (1400 év) közti kb. 15 ezer évet fogja át. Ennek értékelésében jelentős eltérés van Pichler (1976, 1980) és az újabb kutatások között (De Rosa et al., 1985; Cortese et al., 1986). Míg Pichler (1980) szerint 3 jól elkülöníthető fázisa volt a vulkánosságnak, addig Cortese et al. (1986) csak 2 periódust különített el. Szerintük viszont ezen időszakban négy különböző vulkáni centrum létezett (19. ábra).

1. Canneto Dentro
2. Forgia Vecchia
3. Gabelotto-Fiume Bianco
4. Monte Pilato-Rocche Rosse



19. ábra Keresztszelvény Lipari északi oldalán.

(Cross section through the young units NE Lipari.)

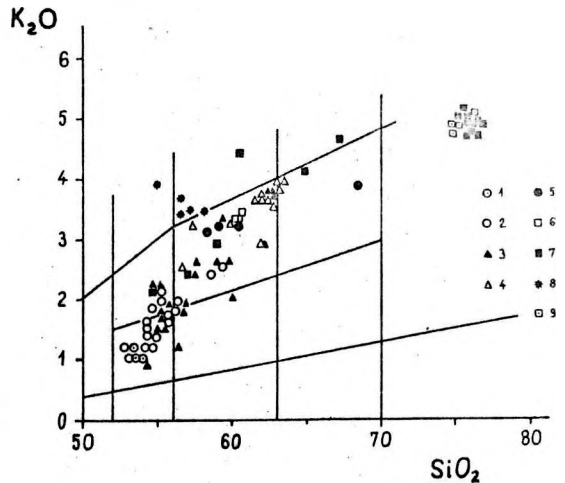
A negyedik időszak bázisát 16.800 ± 200 éves paleotalaj jelzi (Crisci et al., 1983). Az első esemény ezután kis explóziós breccsa kúp kialakulása és obszidián lávaömlés volt Canneto Dentro területén - fission track meghatározás alapján kora 11.400 ± 1800 évig - (Bigazzi és Bonnadonna, 1973). Ezután explóziós működések sorozata hozta létre a nagyon elterjedt Gabelotto-Fiume Bianco szelvény fehér "dry surge", 200-300 m vastagságot is elérő horzszakó üledékét. Az üledékszemcsék koptatottságából, nagyságából, elhelyezkedéséből a vulkáni kitörések körülményeit lehet rekonstruálni. Ez a működési időszak lávafolyással és vulkáni dómképződéssel ért véget, majd mintegy 3.500 évnyi szünet következett. Ezt már régészeti maradványokkal (neolitikum, majd rézkorszaki kultúra nyomai a

3-5 m vastag paleotalajban) pontosan lehet datálni.

A második fázis működését a Monte Pilato több száz méter magas vakítóan fehér horzszakó-kúpja jelzi, míg a befejeződése a viszkózus, túlfűtött riolitláva megjelenése volt, mely a sziget északkeleti sarkán 3-4 km hosszban ráömlött a horzszakó rétegekre. Ez a Rocche Rosse obszidián lávafolyás zárta le 1400 évvel ezelőtt az utolsó vulkánossági időszakot.

Kőzettani felépítés

Az I. és II. ciklus vulkanitjai mészkáli sorozatba tartozó kvarcandezitek, kvarclatiandezitek, kvarclatitok, dácitok és riódácitok (19. ábra). Peccerillo és Taylor (1976) K-Si rendszere alapján magas Al-tartalmú bazaltok és alacsony Si-tartalmú andezitek az I., és magas K-tartalmú andezitek a II. ciklus vulkanitjai. A Lipari-szigetcsoport négy másik idősebb szigetén, Salinán, Filicudán, Alicudin és Panarean is ugyanez a mészkáli trend alakult ki (20. ábra).



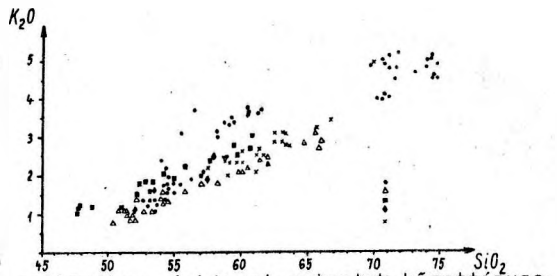
20. ábra K_2O-SiO_2 diagram (Peccerillo és Taylor, 1976) Lipari-sziget kőzettípusaira szerkesztve.

(K_2O vs. SiO_2 plot for the rocks of Lipari Island legend in Pichler 1980.) Az I., II. időszak porfíros szövetű lávái plagioklász (An₇₅₋₅₅), augitot és bronzitot tartalmaznak fenokristályként, míg az alapanyag mikrolitos plagioklász,

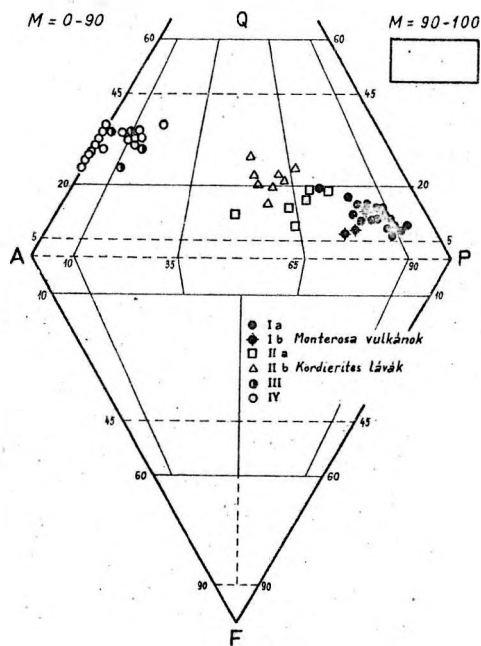
ércásványok és kőzetüveg. Biotit a II.b. időszak kordierit tartalmú láváiban jelenik meg. Ezek az átmeneti kőzetek gazdag ásványtársulást 10 mm-t is elérő kordieritet, K-földpátot, spinelt, gránátot, andaluzitot, szillimanitot, biotitot, cirkont és apatitot tartalmaznak. Ez az ásványtársulás, a metamorf zárványok a tektonikai körülmények megváltozására, tipikus magas fokú metamorfózisra, a kontinentális kéreg megjelenésére és beolvasztására utalnak a Tirrén-tenger aljzatában.

A III. és IV. időszakot riolitos és alkáliföldpát riolitos kőzetek jellemzik. A diagramokat (19-21. ábra) és táblázatot (4. táblázat) nézve jelentős hézag van a III., IV. és az előző időszak kőzetei között, de ezek is még a mészkáli sorozatba tartoznak. Az előzőek porfirós szövetével szemben a savanyú vulkanitok, melyek túlfűtött 1000 °C körüli hőmérsékleten ömlöttek ki, teljes mértékben üvegesek.

A SiO_2 -növekedés függvényében a sorozatnak megfelelően a MgO , FeO^t és CaO erősen csökken, míg a Na_2O és K_2O nő. A $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ arány hirtelen növekedése is hasonlóan elkülöníti a fiatalabb kőzeteket, mint a SiO_2 ugrásszerű változása, de míg a SiO_2 a III. időszakra növekszik meg, a $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ugrásszerű növekedése már a II.b. kordierit tartalmú andezitjénél megtörtént. Ezek a hirtelen hézagok eltérő magmaeredetet feltételeznek Pichler (1980) szerint. Ugyanez van a Lipari (III., IV.) savanyú vulkanitjai és Vulkano Lentina vulkanitjai között, melyek a Lipari II. időszakával egyidőben képződtek valószínűleg azonos magmakamrából táplálván.



21. ábra A Lipari-szigetek kőzettípusainak $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ összehasonlítása. ($\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ plot for the rock types of Aeolian island legend in Pichler 1980.)



22. ábra Lipari negyedidőszaki kőzettípusai Streckeisen (1967) dupla háromszög diagramján ábrázolva. Streckeisen (1967) quadrangular plot for Lipari Island rocks

1. Táblázat

Válogatás Etna főelem elemzéséből és
CIPW normáiból Chester et al. (1985) alapján

SiO ₂	51,47	47,07	48,04	47,14	47,21	52,82	56,36	60,95
TiO ₂	1,45	1,54	1,47	1,79	1,62	1,50	1,71	1,44
Al ₂ O ₃	14,92	13,82	15,35	17,58	16,50	18,52	15,37	17,62
Fe ₂ O ₃	0,94	3,45	3,32	3,25	4,43	6,82	4,72	3,07
FeO	9,07	7,76	6,28	7,10	6,45	1,00	5,00	1,93
MnO	0,18	0,13	0,18	0,17	0,21	0,17	0,16	0,14
MgO	9,60	11,68	9,74	5,54	6,23	3,22	3,07	1,19
CaO	9,10	9,30	9,52	11,47	11,06	7,57	6,36	3,92
Na ₂ O	3,10	2,58	3,80	3,96	3,20	5,06	4,18	5,66
K ₂ O	0,25	0,36	0,65	1,08	1,76	2,26	2,11	2,77
P ₂ O ₅	0,20	0,28	0,37	0,74	0,51	0,73	0,69	0,41
CO ₂	0,19	0,35	0,15	0,30	0,14	-	0,14	0,12
H ₂ O	0,37	2,20	0,38	0,61	0,31	-	0,26	0,23
	100,8	100,5	99,25	100,7	99,63	99,6	100,1	99,5

CIPW norma

Q	-	-	-	-	-	-	8,67	7,85
Or	1,48	2,1	9,8	6,3	10,4	13,1	12,5	16,4
Ab	26,22	21,83	27,12	21,11	19,32	44,05	35,35	14,87
An	26,06	25,07	22,91	27,01	25,47	20,79	16,95	14,50
Ne	-	-	2,92	6,71	4,20	0,4	-	-
Di	14,44	13,63	17,52	20,35	20,94	10,67	8,10	1,77
Hy	19,0	12,63	-	-	-	-	6,49	3,94
Ol	8,5	13,67	16,20	8,44	8,17	4,24	-	-
Mt	1,36	5,0	4,81	4,71	6,42	-	6,84	2,50
Il	2,75	2,92	2,79	3,40	3,08	2,19	3,27	2,74
Ap	0,47	0,65	0,88	1,76	1,21	1,51	1,64	0,94
Hm	-	-	-	-	-	2,87	-	1,34

Table 1. A selection of main element compositions and CIPW norms of Etna rocks (after Chester et al., 1985).

2. táblázat

Stromboli vulkáni kőzeteinek kémiai elemzése és CIPW normái
(Rossi, 1980 alapján)

Table 2. Selected chemical analyses and CIPW norms of Stromboli volcanic rocks (after Rossi, 1980)

	29	31	34	15	25	2	9
SiO ₂	54,58	57,89	59,01	51,78	55,19	50,41	52,21
TiO ₂	0,73	0,76	0,79	0,83	0,99	1,00	0,92
Al ₂ O ₃	17,44	17,19	17,32	17,66	18,96	16,70	16,25
Fe ₂ O ₃	3,32	2,83	2,09	2,75	3,00	2,32	2,36
FeO	4,14	2,87	3,72	5,46	4,33	5,81	5,49
MnO	0,15	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16
MgO	5,19	4,16	3,41	5,56	3,00	6,41	5,69
CaO	8,95	6,52	6,67	10,67	8,51	11,30	9,46
Na ₂ O	2,75	3,66	3,32	2,49	2,16	2,46	2,30
K ₂ O	1,71	2,51	2,60	1,73	2,84	2,24	3,81
P ₂ O ₅	0,23	0,26	0,27	0,27	0,25	0,54	0,55
H ₂ O	0,75	1,2	0,65	0,66	0,58	0,34	0,80
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,7	100,00

CIPW norma

Q	6,95	8,33	10,73	1,42	9,43	-	-
Or	10,1	14,53	15,36	10,21	16,78	13,2	22,5
Ab	23,3	37,02	28,1	21,1	18,3	30,8	19,5
An	29,38	23,07	24,78	31,9	33,65	27,9	22,8
Wo	5,64	3,16	2,77	8,05	2,81	10,28	8,6
En	3,97	2,39	1,75	5,08	1,71	6,56	5,41
F	1,19	0,45	0,84	2,45	0,95	3,04	2,64
En	8,95	7,97	6,74	8,75	5,76	2,61	4,77
Fs	2,69	1,5	3,24	4,22	3,19	1,21	2,33
Fo	-	-	-	-	-	4,76	2,79
Fa	-	-	-	-	-	2,43	1,50
Mt	4,81	4,10	3,03	3,99	4,35	3,36	3,42
Ie	1,44	1,44	1,5	0,63	0,66	1,28	1,30
Ap	0,54	0,82	0,64	0,63	0,66	1,28	1,30

Mészalkáli

Magas K alkáli

Shoshonit

3. Táblázat

Vulcano vulkáni kőzeteinek válogatott kémiai elemzése és
CIPW normái Keller (1980) után

	V130	V178	V75	VL11	VL30	VL25	V154	V185
SiO ₂	52,50	50,8	55,0	55,0	61,8	68,0	55,4	59,0
TiO ₂	0,9	0,8	0,75	0,6	0,55	0,3	0,7	0,5
Al ₂ O ₃	16,4	16,5	17,4	13,5	13,6	14,2	18,3	16,2
Fe ₂ O ₃	4,4	5,55	2,7	4,0	4,5	2,95	3,85	3,95
FeO	4,75	3,5	4,8	3,55	3,55	0,7	2,75	2,2
MnO	0,12	0,14	0,16	0,14	0,14	0,08	0,13	0,13
MgO	4,5	5,0	3,3	6,1	2,8	1,8	2,5	2,65
CaO	9,1	8,25	6,0	8,7	4,9	2,5	4,9	4,75
Na ₂ O	3,0	3,46	3,6	3,1	3,4	3,9	4,2	3,7
K ₂ O	2,8	3,20	4,9	3,7	4,7	4,9	5,8	5,55
P ₂ O ₅	0,33	0,52	0,45	0,31	0,31	0,15	0,52	0,15
H ₂ O	1,1	2,65	0,8	0,8	1,8	0,5	0,9	0,6
	99,9	100,4	99,9	99,5	99,5	100,0	99,9	99,4

CIPW norma

Q	1,54	-	-	1,13	12,3	22,12	-	4,87
Or	6,53	18,89	28,95	21,86	26,6	29,25	34,23	32,76
Ab	25,36	28,98	30,45	26,22	28,8	35,1	31,8	31,28
An	23,0	20,07	16,85	12,0	11,0	4,55	13,94	11,20
Ne	-	0,1	-	-	-	-	-	-
Di	16,33	14,49	6,36	23,04	9,2	3,34	2,01	8,96
Hy	7,2	-	-	6,8	3,3	0,5	5,77	2,62
Ol	-	4,56	4,3	-	-	-	-	-
Mt	6,39	8,06	3,91	5,8	0,5	2,71	5,9	5,74
Il	1,71	1,52	1,42	1,14	0,7	0,36	1,33	0,96
Ap	0,78	1,23	1,07	0,74	-	0,21	1,23	0,36

Table 2. A selection of chemical analyses and CIPW norms of volcanic rocks from Vulcano Island (after Keller, 1980).

4. Táblázat

Lipári-sziget négy vulkáni ciklusának típusközetei
(Pichler 1980)

	I.	II.a	II.b	III.	IV.
SiO ₂	54,60	59,0	59,30	72,1	72,3
Al ₂ O ₃	16,30	17,8	16,5	13,0	12,8
Fe ₂ O ₃	3,2	2,6	4,3	0,9	1,1
FeO	4,9	2,8	2,5	1,3	0,5
MnO	0,2	0,1	0,1	-	-
MgO	5,2	2,3	2,2	0,7	0,3
CaO	9,3	6,4	5,3	1,6	0,9
Na ₂ O	2,2	2,9	2,0	3,9	4,0
K ₂ O	1,7	3,7	3,5	4,8	4,7
TiO ₂	0,7	0,7	0,6	0,1	-
P ₂ O ₅	0,2	0,3	0,2	-	-
	98,5	98,6	96,5	98,4	96,9

CIPW

Q	8,94	11,87	20,09	26,79	28,71
Or	10,05	21,87	20,68	28,37	27,8
Ab	18,62	24,54	16,92	33,0	33,85
An	29,58	24,63	24,99	3,79	3,09
Dy	12,30	4,15	-	3,41	1,13
Hy	12,59	5,76	5,71	1,54	0,75
Mt	4,64	3,77	6,23	1,30	1,59
Il	1,33	1,33	1,14	0,19	-
Ap	0,46	0,7	0,46	-	-

Table 3. Rock types of the four volcanic cycles of Lipari Island
(Pichler, 1980).

IRODALOM

- Alvarez, W. (1972): The rotation of the Corsica-Sardinia microplate. *Nature*, 235, 103-105.
- Argyriadis, I., de Graciansky, P., Marcoux, J., Ricou, L.E. (1980): The opening of the Mesozoic Tethys between Eurasia and Arabia-Africa. In: *Geology of Alpine chains Born of the Tethys* (eds. J.Aubouin, J.Debelmas, M.Latreille). *Mém*, 115, 199-214.
- Barbieri, F., Bizouard, H., Capaldi, G., Ferrara, G., Gasparani, P., Innocenti, F., Jaron, J.L., Lambret, B., Tevil, M., Allegre, C. (1978): Age and nature of basalt from the Tyrrhenian abyssal plain. *Init.Rep. OSDP. Leg 42*, 509-514.
- Barbieri, F., Civetta, L., Gasparini, P., Innocenti, P., Scandone, P.P., Villari, L. (1974): Evolution of a section of the Africa-Europe plate boundary: paleomagnetic and volcanological evidences from Sicily. *Earth Planet. Sci. Lett.* 22, 123-132.
- Beccaluva, L., Colantoni, P., Di Girolamo, P., Savezzi, C. (1981a): Upper-Miocene submarine volcanism in the Strait of Sicily (Banco senza Nome). *Bull. Volc.* 44/3, 537-581.
- Beccaluva, L., Deriu, M., Macchiotta, G., Savelli, C., Venturelli, G. (1977): Geochronology and magmatic character of the Pliocene-Pleistocene volcanism in Sardinia. *Volc.* 40, 153-168.
- Beccaluva, L., Gabrianelli, G., Lucchini, F., Rossi, P.L., Savelli, C., Zeola, D. (1981b): Magmatic character and K/Ar ages of volcanics dredged from the Aeolian sea-mountains (Tyrrhenian Sea). In: *Wezel, F.C. (ed.) Sedimentary Basins of Mediterranean Margins.*
- Bergerat, A. (1899): *Die Aolischen Inseln (Stromboli, Panarea, Salina, Lipari, Vulcano, Filicudi und Alicudi)* *Abh. math. phys. Kl. kgl. bayer. Akad. Wiss.*, 20, I. Abt., 274. p., München.
- Bernoulli, D., Lemoine, M. (1980): Birth and evolution of the Tethys: the overall situation. In: *Geology of the Alpine chains born of the Tethys. Mém*, 115, 168-179.
- Bigazzi, G., Bonadonna, F. (1973): Fission track dating of the obsidian of Lipari Islands (Italy). *Nature*, 242, 322-323.
- Bigazzi, G., Bonadonna, F.P., Chezzo, C., Giuliani, O., Rodicati Di Brozolo, F., Rita, F. (1981): Geochronological studies of the Monte Amiata lavas (central Italy). *Bull.Volc.* 44/3, 455-465.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J., Le Pichon, X. (1977): From Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: A plate tectonics model of the evolution of the Western Alpine System. In: *Structural History of the Mediterranean Basins.* 143-164. Technip, Paris.
- Boccaletti, M., Nicolich, R., Torturici, L. (1984): The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the Central Mediterranean. *Marine Geol.*, 55, 219-245.
- Bullard, F.M. (1976): *Volcanoes of the Earth.* Univ. Texas Press Austin, 580 p.

- Caputo, M., Panza, G.F., Postischl, O. (1970): Deep structure of the Mediterranean basin. *J. Geophys. Res.* 75, 4919-4923.
- Carbone, S., Grasso, M., Lentini, F. (1982): Elementi per una valutazione degli eventi tettonico sedimentari del Cretaceo al Quaternario nella Sicilia sud-orientale. *Soc. Geol. It. Guida alla Geologia della Sicilia Orientale*, 103-109. Palermo.
- Carter, S.R., Civetta, L. (1977): Genetic implications of the isotope and trace element variations in the eastern Sicilian volcanics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 168-180.
- Catellet y Ballara, G., Grescenzi, R., Pompili, A., Trigila R. (1981): Magma evolution of Vulcano eruptive complex: an approach for a deterministic model of volcanic activity. *Mem. Soc. Astron. It.*, 52, 369-373.
- Catalano, R., D'Argenio, B. (1978): An essay of palinspastic restoration across the western Sicily. *Geol. Romana*, 17, 145-159.
- Channell, J.E.T., D'Argenio, B., Horváth F. (1979): Adria, the African promontory in Mesozoic Mediterranean paleogeography. *Earth Sci. Rev.* 15, 213-292.
- Chester, D.K., Duncan, A.M. (1982): The interaction of volcanic activity in Quaternary times upon the evolution of the Alcantara and Simento Rivers, Mount Etna, Sicily-Catania 9, 319-342.
- Chester, D.K., Duncan, A.M., Guest, J.E., Kilburn, C.R.J. (1985): *Mount Etna (Anatomy of a Volcano)*. Chapman and Hall Ltd. London, 404 p.
- Civetta, L., Orsi, G., Scandone, P., Pece, R. (1978): Eastward migration of the Tuscan anatectic magmatism due to anticlockwise rotation of the Apennines-Nature, 276, 604-606.
- Condomines, M., Tanquy, J.C. (1976): Age de l'Etna déterminé par la méthode du déséquilibre radioactif $\text{Th}^{230}/\text{U}^{238}$ *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 282, 1661-1664.
- Cortese, E., Sabatini, V. (1892): Descrizione geologico-petrografica della isole Eolie. *Mem. descritt. d. Carta Geol. d'Italia*, 7, 1319, Roma.
- Cortese, M., Frazzetta, G., La Volpe, L. (1986): Volcanic history of Lipari (Aeolian Islands, Italy) during the last 10,000 years. *Journ. of Volc. and Geoth. Res.* 24, 117-133.
- Crisci, G.M., Delibrias, G., De Rosa, R., Mazzudi, R., Sheridan, M.F. (1983): Age and Petrology of the Late-Pleistocene brown tuffs on Lipari, Italy. *Bull. Volc.* 46, 381-391.
- Crisci, G.M., De Rosa, R., Lanzafame, G., Mazzuoli, R., Sheridan, M.F., Zuffa, G.G. (1981): Monte Guardia sequence: a Late-Pleistocene eruptive cycle on Lipari (Italy) *Bull. Volc.* 44, 241-255.
- Cristofolini, R. (1967): La successione dell'attività vulcanica sulle pendici sud-occidentali dell'Etna. *Att. Acc. Gioenia Sc. Nat.*, VI. 18, 283-294.

- Cristofolini, R. (1972): Ibasalti a tendenza tholeiitica dell'Etna. *Periodo Miner.*, 41, 167-200.
- Cristofolini, R. (1973): Recent trends in the study of Etna. *Phil. Trans. Roy. Soc., London* 274A, 17-35.
- Cristofolini, R., Albini, A., Di Girolamo, P., Stanzione, D. (1981): Geochemistry of some volcanic rocks from south-eastern Sicily: rare earth and other trace element distribution. *Bull. Volc.* 44, 95-107.
- Cristofolini, R., Chiara, M.R., Stanzione, D., Tranchina, A. (1984): Petrologic and geochemical features of rocks from recent eruptions at Mt. Etna, Sicily, *Jb. Min. Abh.* 149, 267-282.
- Cristofolini, R., Romano, R. (1982): Petrologic features of the Etnean volcanic rocks. *Mem. Soc. Geol. It.* 23, 99-115.
- De Rosa, R., Sheridan, M.F. (1983): Evidence for magma mixing in the surge deposits of the Monte Guardia sequence, Lipari. *J. Volc. Geotherm Res.* 17, 313-328.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., Bonnin, J. (1973): Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Bull. Geol. Soc. Am.* 84, 3137-3180.
- Di Girolamo, P. (1978): Geotectonic setting of Miocene-Quaternary volcanism in and around the eastern Tyrrhenian Sea border (Italy) *Bull. Volc.* 41, 229-250.
- Dolomieu, U. (1783): *Voyage aux Iles de Lipari, fait en 1781.* Paris, Acad. Roy. Sci. 208,
- Finetti, I. (1981): The structure of the Calabro-Sicilian Arc: Krikogenesis rather than subduction. In: Wezel, F.C. (ed.): *Sedimentary Basins of Mediterranean Margins* 465-485, Tecnoprint, Bologna.
- Frazzetta, G., Gillot, P.Y., La Volpe, L. (1985): The Island of Vulcano. 1985. IAVCEI Sci. Assembly, Excursion guide book, 125-14.
- Frazzetta, G., Gillot, P.A., La Volpe, L., Sheridan, M.F. (1984): Volcanic hazards at Fossa of Vulcano: data from the last 6,000 years. *Bull. Volc.* 47, 105-124.
- Frazzetta, G., La Volpe, L., Sheridan, M.F. (1983): Evolution of the Fossa Cone, Vulcano. *J. Volc. Geotherm Res.* 17, 329-360.
- Frazzetta, G., Lanzafame, G., Villari, L. (1982): Deformazioni e tettonica attiva a Lipari e Vulcano. *Mem. Soc. Geol. It.* 24, 293-297.
- Gasparini, C., Iannacore, G., Scandone, P., Scarpa, R., (1982): Seismotectonics of the Calabrian Arc. *Tectonophysics* 84, 267-286.
- Ghisetti, F., Vezzani, L. (1979): The geodynamic evolution of the crustal structures of Calabria and Sicily. In: Porizza, M., Carton, A.: *Proc. of 75th Meeting "Geomorphological Survey and Mapping"* 335-347, Modena.
- Ghisetti, F., Vezzani, L. (1982): Different styles of deformation in the Calabrian Arc (Southern Italy): implications for seismotectonic zoning. *Tectonophysics*, 85, 149-165.

- Gillott, P.Y., Villari, L. (1980): K/Ar geochronological data on the Aeolian arc volcanism. A preliminary report, C.N.R.I. Open file report, 154, 13 p.
- Grasso, M., Lentini, F., Lombardo, G., Scamarda, G. (1979): Distribuzione della facies cretaceo-mioceniche lungo l'allineamento Augusta-M.Lauro (Sicilia Sud-Orientale) Bull. Soc. Geol. It. 98, 173-188.
- Heezen, B.C., Gray, C., Segre, A.G., Zarudski, E.F.K. (1971): Evidence of foundered continental crust beneath the central Tyrrhenian Sea. Nature, 229, 327-329.
- Hamelin, B., Lambret, B., Joron, J.L., Treuil, M., Allégre, C.J. (1979): Geochemistry of basalts from the tyrrhenian Sea. Nature, 278, 832-834.
- Joplin, G.A., Kiss, A., Waren, G., Viddowson, J.R. (1972): Some chemical data on members of the shoshonite association. Mineral. Mag., 38, 396-945.
- Keller, J. (1966): Die Geologie der Insel Salina (Aolische Inseln). Diss. Univ. Freiburg i.Br., 138 p.
- Keller, J. (1969): Ritrovamenti di tufi alkalitrachitici della Campania nelle Isole Eolie. Atti. Acc. Gioenia di Sc. Nat., Catania, Serie VI. 19, 1-7.
- Keller, J. (1980): The island of Salina in the Aeolian Islands - an active volcanic arc in the Mediterranean Sea. Rend. Soc. It. Min. Petr. 36, 489-524.
- Keller, J. (1981): Alkali basalts from the Tyrrhenian Sea basin. Magmatic and geodynamic significance. Bull. Volc. 44, 327-337.
- Kiefer, G. (1970): Les dépôts détritiques et pyroclastiques du versant oriental dell'Etna. Atti Acc. Gioen. Sc. Nat. Ser. VII. 2, 3-32.
- Klerk, J. (1968): Étude géologique et pétrologique de la Valle del Bove (Etna). Thèse Univ. Liège.
- Kovács, S. (1984): North Hungarian Triassic facies types. Acta. Geol. Hung. 27, (3-4), 251-264.
- Kozur, H., Réti, Zs. (1986): The first paleontological evidence of Triassic ophiolites in Hungary. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1986, 284-292.
- Lentini, F. (1982): The geology of the Mt. Etna basement. Mem. Soc. Geol. It. 23, 7-25.
- Lentini, F., Vezzani, L. (1978): Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia Orientale. Mem. Soc. Geol. It. 19, 495-50.
- Lo Giudice, E., Romano, R., Sturiele, C. (1974): Geologia e petrologia delle vulcaniti della parete occidentale della Valle del Bove (Etna). Rend. Soc. Ital. Min. Petr. 30, 801-838.
- Locardi, E., Lombardi, G., Fumicello, R., Parotta, M. (1977): The main volcanic groups of Latium (Italy): Relations between structural evolution and petrogenesis. Geol. Romana, 15, 279-300.
- Lucchini, F., Rossi, P.L., Simboli, G., Cristofolini, R. (1982): Confronto geochimico fra i prodotti magmatici, basici di Trias-Giura nell'area Tetidea. In: Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale (Eds. A. Castellarin and G.B. Vai). Guide geol. reg. S.G.I. 133-141. Bologna.

- Lyell, C. (1859): On the structure of lavas which have consolidated on the steep slopes; with remarks on the mode of origin of Mt. Etna, and on the theory of "Center of Elevation". *Phil. Trans. Roy. Soc.* 703-785.
- Macciotta, G., Venturelli, G., Beccaluva, L. (1978): Geochemistry of mafic Cainozoic volcanics from Sardinia (Western Mediterranean) *Bull. Volc.* 41, 56-78.
- McKenzie, D.P. (1977): Can plate tectonics describe continental deformation? In: *Structural History of the Mediterranean Basins, 189-197*, Technip. Paris.
- Mahood, G., Hildreth, V. (1983): Nested Calderas and trap-door uplift at Pantelleria, Straits of Sicily. *Geology*, 8, 306-308.
- Mercali, G., Silvestri, O. (1891): Le eruzioni dell'Isola di Vulcano, incominciate il 3 Agosto 1888 e terminata il 22 Marzo 1890. *Ann. Uff. Cent. Meteor. Geodin.* 10, 1-213.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene Calc-alkaline volcanic rocks from Kastamanu area, N. Turkey. *Contr. Min. Petr.*, 58, 63-81.
- Pichler, H. (1976): Carta geologica dell'isola di Lipari (Scala 1:10.000), Litografia Artistica Cartografica. Firenze.
- Pichler, H. (1980): The island of Lipari. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 36. (1), 75-10.
- Rittmann, A. (1967): Die Bimodalität des Vulkanismus und die Herkunft der Magmen. *Geol. Rundsch.*, 57, 277-295.
- Réti, Zs. (1985): Triassic ophiolite fragments in an evaporitic melange, N. Hungary. *Ophioliti* 10, 411-422.
- Romano, R. (1979): The evolution of the Etnean Volcanism. *Publ. N. 235 del Prog., C.N.R.*, 103-117, Napoli.
- Romano, R., Guest, J.E. (1979): Volcanic geology of the summit and northern flank of Mount Etna, Sicily. *Boll. Soc. Geol. It.* 98, 189-215.
- Romano, R., Sturiale, C. (1971): L'Isola di Ustica: Studio geovulcanologico e magmatologico. *Riv. Miner. Siciliana*, 22, 3-61.
- Romano, R., Sturiale, C. (1975): Geologia della Tavoletta (Monte Etna Sud). *Boll. Soc. Geol. It.* 94, 1109-1148.
- Romano, R., Sturiale, C. (1981): Geologia del Versante Sud Orientale Etneo. *Boll. Soc. Geol. It.* 100, 15-40.
- Romano, R., Sturiale, C. (1982): The historical eruptions of Mt. Etna. *Mem. Soc. Geol. It.* 23, 75-97.
- Romano, R., Villari, L. (1973): Caratteri petrologici e magmatologici del vulcanismo ibleo. *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.* 29, 453-483.
- Rosi, M. (1980): The island of Stromboli. *Rend. Soc. It. Min. Petr.* 36, 345-368.
- Scandone, P. (1979): Origin of Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc. *Boll. Soc. Geol. It.* 98, 27-34.
- Streckeisen, A. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Min. Abh.* 107, 144-240.
- Sturiale, C. (1968): Le lave del basso versante meridionale dell'Etna. *Boll. Acc. Gioen. Sc. Nat.* IV. 5, 479-468.
- Sugimura, A., Uyeda, S. (1973): Island arcs. Japan and its environs. Elsevier, Amsterdam, 247 p.

- Tanguy, J.C. (1978): Tholeiitic basalt magmatism of Mount Etna and its relations with the alkaline series. *Contrib. Min. Petr.* 66, 51-67.
- Villari, L. (1970): Studio petrologico di alcuni campioni dei pozzi Bagno dell'Acqua e Gadir (Isola di Pantelleria) *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.* 26, 353-376.
- Villari, L. (1980): The Aeolian Islands - An active volcanic arc in the Mediterranean Sea. *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.* 36, 1-193.
- Varekamp, J.C. (1981): Relations between tectonics and volcanism in the Roman Province, Italy. In: *Tephra Studies*, Reidel, S. Self, R.S.J. Sparks, Dordrecht, pp. 219-225.
- Vörös, A. (1982): Tanulmányúton Szicíliában. *Űslénytani Viták* 28, 157-161.