

Univerza
v Ljubljani

Naravoslovnotehniška
fakulteta



UNIVERZA V LJUBLJANI
NARAVOSLOVNOTEHNIŠKA FAKULTETA
ODDELEK ZA GEOLOGIJO

Geologija Sicilije

Študijsko in terensko gradivo za predmet *Sklepne terenske vaje*

Avtorja:

doc. dr. Timotej Verbovšek
doc. dr. Andrej Šmuc

Ljubljana, maj 2010

KAZALO

1. UVOD.....	3
1.1 Splošni uvod.....	3
1.2 Paleogeografska in tektonska evolucija Mediteranskega prostora.....	3
2. SICILIJA	7
2.1 Uvod.....	7
2.2 Mezozojski pasivni rob - Mt. Kumeta.....	10
2.3 Bazen Caltanissetta	13
2.3.1 Gora Capodarso.....	16
2.4 Orbitalna cikličnost v neogenskih sedimentih južnega dela Sicilije	18
2.5 Tektonski dvig morskih teras - San Vito lo Capo	19
2.6 Muljasti vulkani - Vulcanelli di Macalube.....	21
2.7 Etna.....	22
2.7.1 Legende, vezane na vulkanizem Etne	27
2.8 Eolski otoki	28
2.8.1 Stromboli	29
2.8.2 Lipari.....	32
2.8.3 Volcano.....	36

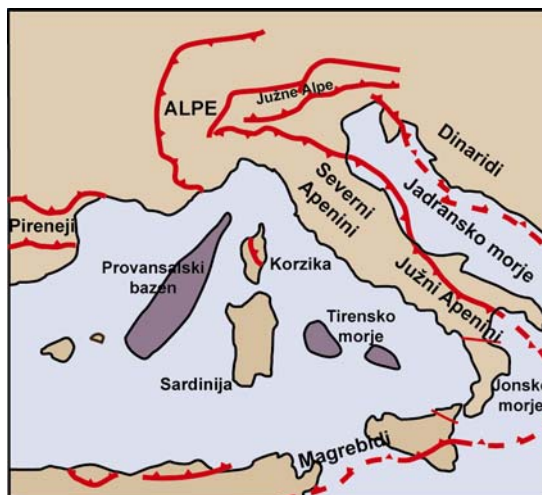
1. UVOD

1.1 Splošni uvod

Italija zaradi svoje lege v centralnem Mediteranu predstavlja enega geološko najboljše proučevanih območij na svetu. Pestro geologijo Italije in celotnega Mediterana so poznali že stari narodi, vključno z Etruščani, ki so že pred stoletji poznali večino današnjih rudnih nahajališč v osrednjem delu Italije. Vulkani na jugu Italije so burili domišljijo starih Grkov in se do danes ohranili kot številne legende. Na tem območju se je razvila tudi geotermija, saj so to energijo izkoriščali že stari narodi, v Toskani pa je bila postavljena prva geotermalna elektrarna, ki deluje še danes.

Mediteranski prostor je sestavljen iz več diskretnih orogenih pasov, ki so v določenih primerih med seboj tudi povezani. Orogeni se med seboj razlikujejo po času nastanka, različni geološki zgodovini ter tipu tektonskih deformacij. Vsem je skupno to, da so nastali v času Alpidske orogeneze, kot posledica medsebojnega delovanja Afriške in Evropske litosferske plošče ter vmesnih manjših plošč (recimo Jadransko mikroplošče).

Na italijanskem polotoku se nahajata dva glavna orogena pasova: Alpe in Magrebsko-Apeninski orogen (slika 1.1). Alpe gradijo severni del Italije. Večino tega ozemlja pripada geotektonski enoti Južnih Alp, ki so od severno ležečih Centralnih in Zahodnih Alp ločene s Periadriatskim prelomnim sistemom (PPS). Magrebsko-Apeninski orogen pa se razširja od severne preko južne Italije v Sicilijo in nato naprej v Tunizijo in ga lahko razdelimo na tri enote: Severne Apenine, Južne Apenine in Magrebski orogen pas na Siciliji.



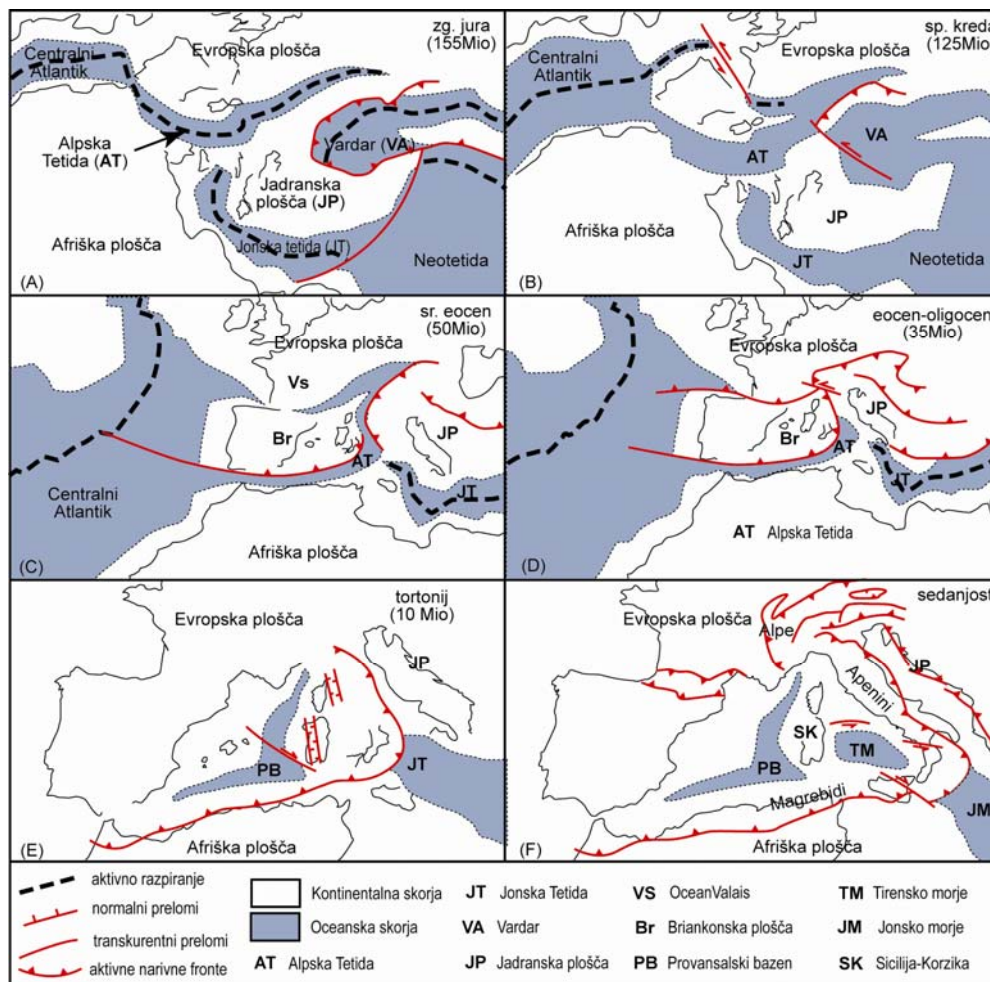
Sl. 1.1 Razporeditev glavnih geotektonskih enot v Mediteranu

Čeprav sta oba orogena pasova nastala v alpidski orogenezi, ob zapiranju mezozojskih tetidinih bazenov, pa med njima obstajajo pomembne razlike. Alpe so nastale zaradi podirjanja Evropske plošče pod Jadransko ploščo v smeri proti vzhodu-jugovzhodu. Apenini so, ravno obratno, nastali zaradi podirjanja Jadranske plošče pod Evropsko v smeri proti zahodu. V Alpah je prišlo do narivanja v dveh nasprotnih smereh. Južno od Periadriatskega prelomnega sistema so narivi usmerjeni proti jugu (Južne Alpe), severno od njega pa so narivi usmerjeni proti severu in zahodu (Zahodne in Centralne Alpe). V Apeninih so narivi generalno usmerjeni le proti vzhodu. V Alpah je prišlo do velikih dviganj in posledične erozije (na površini izdajajo zelo stare paleozojske kamnine), medtem ko morfološko in strukturno dvigovanje v Apeninih ni tako izrazito. V Alpah se niso razvili zaločni bazeni (*backarc basins*), medtem ko so ti bazeni izredno dobro razviti v Apeninih, kjer se pogosti tudi pojavi magmatizma in vulkanizma. Poleg naštetih obstajajo še številne druge razlike, ki se tičejo predvsem oblike orogenov, njihovih predgornih bazenov, globine narivanja in prisotnosti različnih metamorfnih kamnin.

1.2 Paleogeografska in tektonska evolucija Mediteranskega prostora

Današnji razpored omenjenih geotektonskih enot v Mediteranu je posledica raznovrstnih geotektonskih dogajanj, ki so se začela pred več kot 200 milijoni let v triasu in trajajo še danes in jih združujemo pod skupno

ime Alpski orogeni cikel. Območje Mediterana se je namreč v mezozoiku nahajalo na stiku med Afriško, Evropsko in Jadransko litosfersko ploščo ter vmesnimi oceani: Alpsko Tetido (ali tudi Piemont-Ligurijski ocean) in Jonsko Tetido) (slika 1.2). V času Alpske orogeneze je v zgornjem mezozoiku in kenozoiku prišlo do subdukcije in zapiranja mezozojskih oceanov, kontinentalne kolizije in nastanka Alp, Apeninov in Magrebidov. Paleogeografsko tako različna območja v Mediteranu lahko pripadajo različnim oceanom ali njihovim pasivnim robovom.



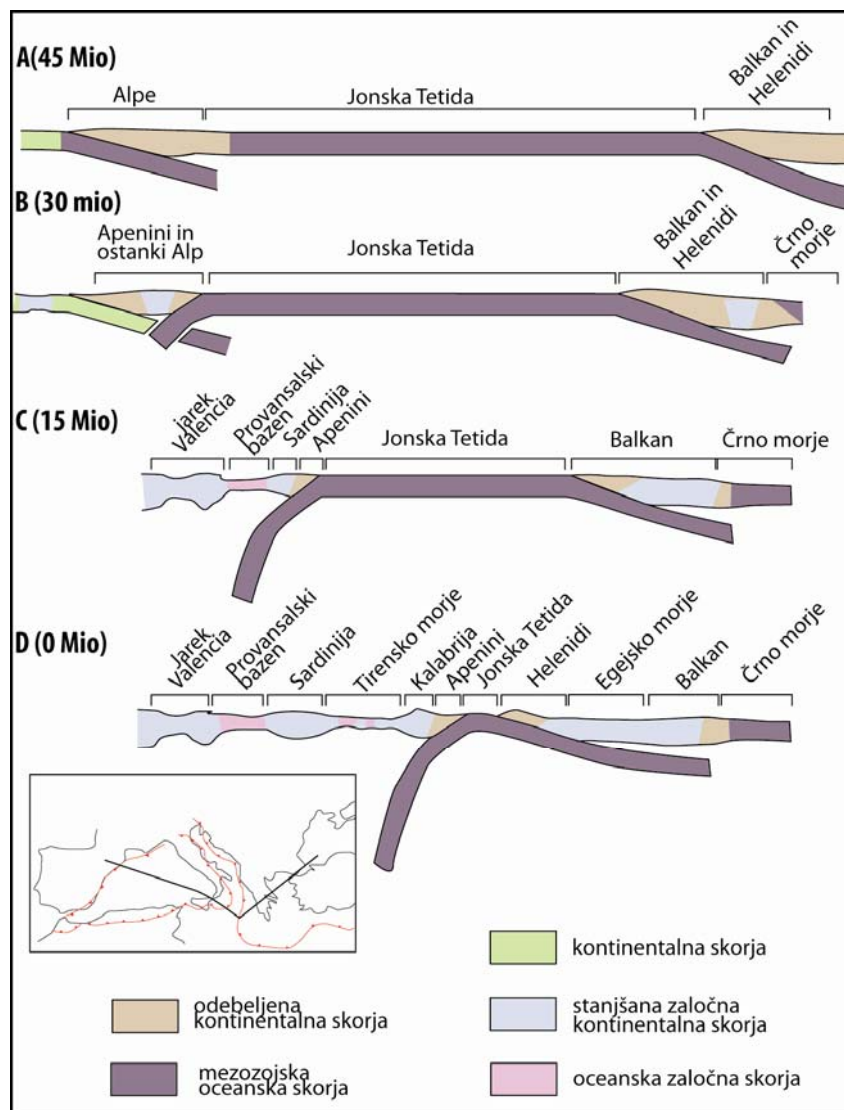
Sl. 1.2 Paleogeografska rekonstrukcija območja Zahodnega Mediterana po Stampfli et al (1998; 2001) in Gueguen et al (2001)

Kamnine na območju Mediterana razdelimo na kamnine, ki so nastajale v Alpski orogenezi in na starejše kamnine, ki tvorijo podlago. Starejše kamnine so predvsem različno stare in do različne stopnje metamorfizirane paleozojske kamnine, ki predstavljajo variskično podlago.

Mlajše kamnine alpskega cikla se začnejo s triasnimi plitvodnimi, večinoma karbonatnimi kamninami. V triasu in juri (slika 1.2a) je bilo območje pod vplivom ekstenzijske tektonike in razpiranja (riftinga) v katerem sta nastala oceana Alpska Tetida in Jonska Tetida s pripadajočimi pasivnimi kontinentalnimi robovi. Za pasivne robove je bila značilna horst in graben topografija s plitvimi karbonatnimi platformami, ki so bile obdane z globljimi bazeni. Sedimentacija v oceanih in na kontinentalnih robovih se je nadaljevala do zgornje krede (ponekod tudi v paleocenu) (slika 1.2b).

V zgornji kredi je prišlo do tektonske inverzije in ekstenzijo je v Mediteranskem prostoru zamenjala kompresija, pojavile so se prve subdukcijske cone ob katerih je prišlo do uničenja oceanske skorje in dela pasivnih robov. V prvi Eoalpinski in Mezoalpinski fazi je od zgornje krede do eocena (sliki 1.2c in 1.3a) potekala subdukcija Alpske Tetide in Evropskih kontinentalnih robov pod Jadransko ploščo v smeri proti vzhodu. To subdukcijo imenujemo Alpska subdukcija. V oligocenu je prišlo do kolizije kontinentalnih robov Evrazijske in Jadranske plošče ter inverzije subduciranja (sliki 1.2d in 1.3b). Južneje ležeča Jonska Tetida in kontinentalni rob Jadranske plošče sta se v tem času začela v smeri proti zahodu podrivati pod Evropsko

litosfersko ploščo. To subdukcijo imenujemo Apeninska subdukcija. Za kratek čas naj bi sočasno delovali celo obe subdukciji (slika 1.3b) (po drugih interpretacijah pa je v celotnem časovnem intervalu potekala izključno subdukcija Jadranske plošče pod Evrazijsko v smeri proti zahodu). Apeninska subdukcija je povzročila metamorfozo in obsežno narivanje v smeri proti vzhodu in jugu, v katerem so nastali orogeni pasovi sestavljeni iz sistema narivov in gub.

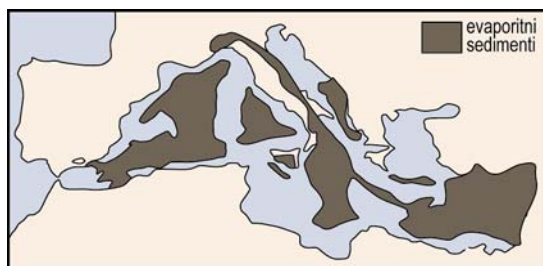


Sl. 1.3 Prerez čez območje Mediterana v zadnjih 45 milijonih letih. Potek prereza je nakazan spodaj levo.

V srednjem miocenu je prišlo do povijanja podrivajoče se Jadranske plošče (slab rollback; sliki 1.2e in 1.3c). Narivna fronta se je zaradi tega začela pomikati proti v smeri proti vzhodu (2-3 cm na leto) in jo danes najdemo na vzhodni strani Italijanskega polotoka, kjer je še vedno aktivna. Hkrati z narivno fronto so se proti vzhodu premikali tudi predgorni bazeni, ki se nahajajo pred narivno fronto. Kamnine v predgornih bazenih so tako najstarejše na zahodu ter najmlajše na vzhodu, današnji predgorni bazen (*foreland basin*) pa predstavlja kar Jadransko morje (slika 1.2f). V območjih za narivno fronto pa je ob premikih proti vzhodu prihajalo do močnih zaločnih ekstenzijskih razmer zaradi katerih je prišlo do nastanka normalnih prelomov, stanjšanja skorje in v skrajnih primerih celo do nastanka novih oceanov. Taka oceana predstavljata danes starejši Provansalski bazen (*Algero-Provençal basin*), nastal v spodnjem miocenu in mlajše Tirensko morje (slike 1.2f, 1.3c in 1.3d), nastalo v zgornjem miocenu. Podvijanje Jadranske plošče in ekstenzijo je spremljal tudi močan vulkanizem.

Posebno zanimivo poglavje v evoluciji Mediterana predstavlja Messinijska kriza slanosti (*angl. Messinian salinity crisis, MSC*), ki je eden izmed najpomembnejših miocenskih dogodkov na celotnem območju. V času zgornjega miocena (messinij je stopnja v zgornjem miocenu, od tod tudi ime) je namreč konvergenca Afriške in Evropske plošče ob pomoči evstatičnega spusta gladine morske vode povzročila, da se je

Mediteransko morje popolnoma ločilo od Atlantskega oceana in postalo izoliran bazen. Morje je nato v več fazah popolnoma izhlapelo in na območju Mediterana so se odložile ogromne količine evaporitov (slika 1.4). Skupna debelina plasti sadre, anhidrita in halita dosega debelino celo do 2 km v globljih delih Mediterana. Evaporiti so se odlagali tako v prejšnjih plitvovodnih, kakor tudi globljevodnih okoljih. Messinijski evaporitni sedimenti niso nastajali le v eni ogromni topografski depresiji, pač pa v vrsti manjših bazenov, ki so bili med seboj ločeni z barierami. V času nastajanja evaporitov, pa je so se na območju Mediterana nadaljevala tudi kompresijska tektonska aktivnost, ki se je odrazila v narivanju, sedimentaciji sintektonskih grobozrnatih sedimentov (tudi presedimentiranih evaporitov) in nastanku regionalnih kotnih diskordanc in erozijskih površin. Začetek Messinijske krize je po celotnem območju Mediterana sinhron in je datiran v $5,96 (\pm 0,02 \text{ ma})$ milijonov let pred sedanostjo. Vendar zadnje raziskave kažejo, da je v posameznih sedimentacijskih bazenih začetek sedimentacije evaporitov zelo diahron in se je zgodil v razmaku 800.000 let.



Sl. 1.4 Današnji razpored evaporitnih sedimentov, ki so nastali v messinijski krizi

Literatura

- Carmignani L., Contri P., Cornamusini G. & Meccheri M. (2004) The internal Northern Apennines, the northern Tyrrhenian Sea and the Sardinia-Corsica block. V Crescenti V., D'Offizi S., Merlino S. & Sacchi L. (eds). Geology of Italy. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC32 Florence-2004, 59-78
- Carminati E., Doglioni C. & Scrocca D. (2004) Alps vs. Apennines. V Crescenti V., D'Offizi S., Merlino S. & Sacchi L. (eds). Geology of Italy. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC32 Florence-2004, 141-153
- Catalano R., Lo Cicero G. & Sulli A. (2002) Geology of Sicily. V Santantonio M. (ed) 6th international symposium on the Jurassic system, General Field trip Guidebook. 5-20
- Cavazza W. & Wezel F.C. (2003): The Mediterranean region a geological primer. Episodes. 26/3, 160-168.
- Cerrina Feroni A., Ottria G. & Ellero A. (2004) The Northern Apennine, Italy: geological structure and transpressive evolution. V Crescenti V., D'Offizi S., Merlino S. & Sacchi L. (eds). Geology of Italy. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC32 Florence-2004, 15-32
- Elter P., Grasso M., Parotto M. & Vezzani L. (2003) Structural setting of the Apennine-Magrebian thrust belt. Episodes, vol. 26/3, 205-211
- Parotto M. & Pratlun A. (2004) The Southern Apennine Arc. V Crescenti V., D'Offizi S., Merlino S. & Sacchi L. (eds). Geology of Italy. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC32 Florence-2004, 33-58

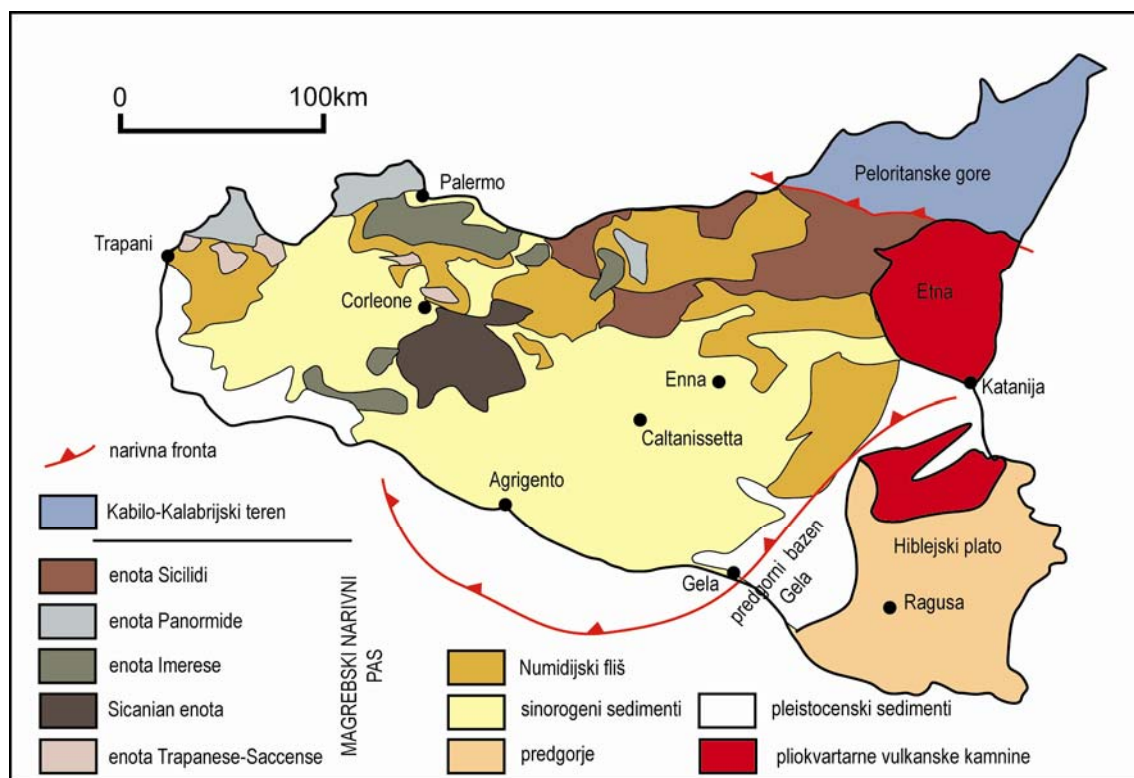
2. SICILIJA

2.1 Uvod

Sicilija je največji otok v Mediteranu. Zaradi svoje strateške lokacije v osrednjem delu mediteranskega morja in naravnih vrednot je že od samega začetka človeške poselitve tega območja zbuja veliko pozornosti. Najstarejši ostanki prvih naseljencev otoka so 12.000 let stare risbe v jamah na zahodnem obalnem delu Sicilije ter na Liparskem otoku. Kasneje so območje kolonizirale in zavzele praktično vse naprednejše civilizacije, na območju Mediterana, od Grkov, Rimljanov, Arabcev do Normanov, Francozov, Špancev in Italijanov. Nekateri domačini tudi današnjo pripadnost Italiji smatrajo za neke vrste okupacijo.

Sicilija je izredno zanimiva tudi iz geološkega stališča. Veliko pozornost seveda vzbuja največji evropski delujoči vulkan Etna in vulkansko Eolsko otočje. Sicilija pa je znana tudi po najbolj raziskanih sedimentih messinijske krize slanosti, po raziskavah predgornih bazenov in mezozojske paleogeografije.

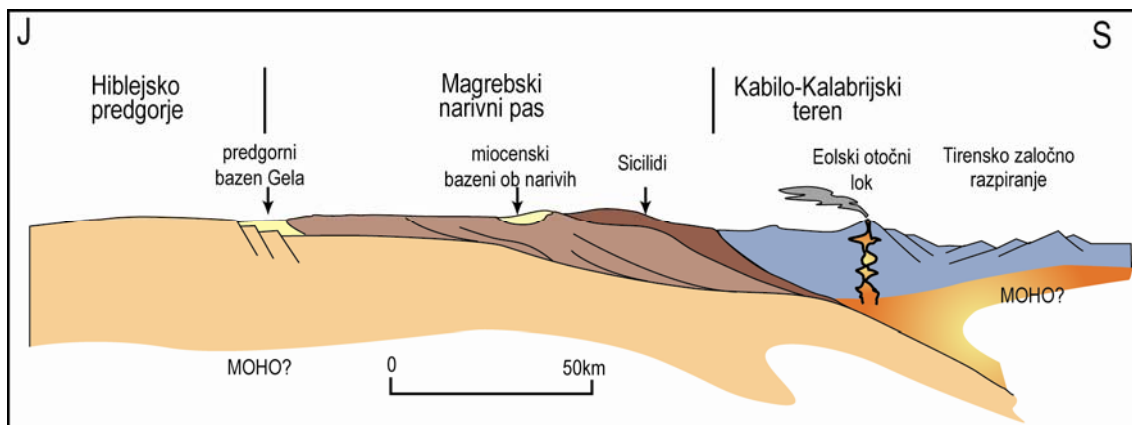
Sicilija je del zahodnega in centralnega Mediterana in leži na meji med Afriško in Evropsko litosfersko ploščo. Strukturno predstavlja območje Sicilije najjužnejši del Južnoapeninskega orogenskega loka, preko katerega so Apenini povezani z Magrebskim orogenom v Tuniziji. Orogena nista neposredno povezana, prekinjena sta namreč z Kabilo-Kalabrijskim eksotičnim teranom, ki paleogeografsko pripada Evropski plošči. Na Siciliji Magrebide predstavlja sistem gub in narivov, ki so usmerjeni pretežno proti jugu in narinjeni na Hiblejsko predgorje (slike 1.1, 2.1 in 2.2).



Slika 2.1 Geološka karta Sicilije

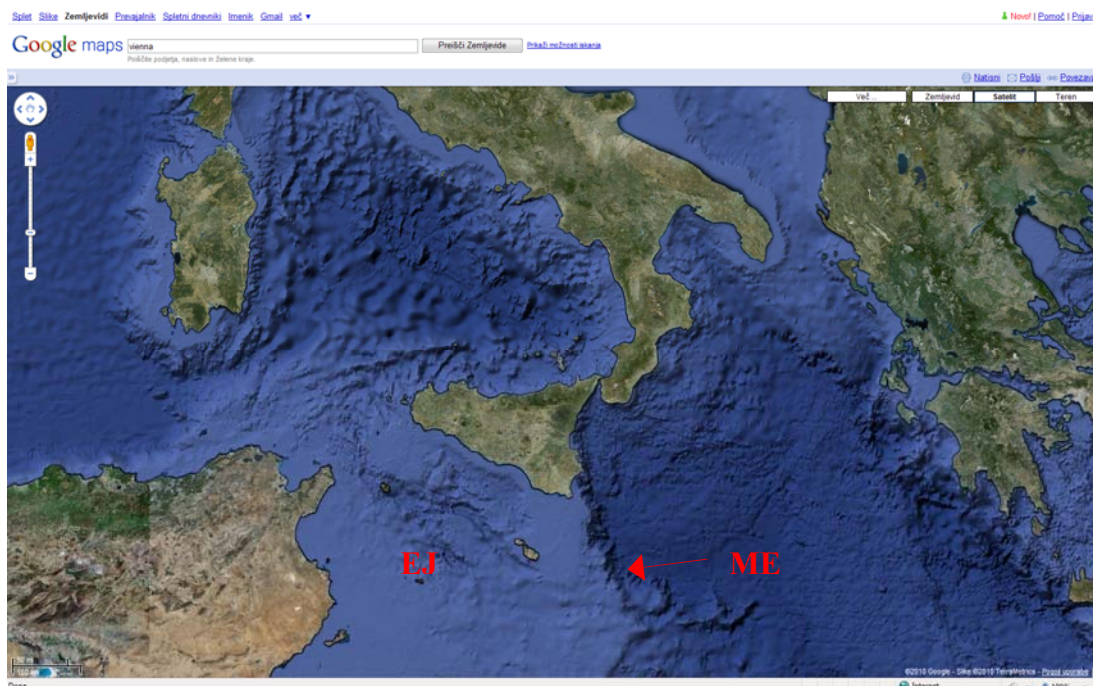
Območje Sicilije je že v permu pripadalo pasivnemu kontinentalnemu robu vzhodnje ležeče Tetide. V triasu je na celotnem območju obstajala velika karbonatna platforma, ki je na severu mejila na globok bazen. Sedimentacija na karbonatni platformi je bila prekinjena s triasnim in jurskim razpiranjem v katerem je nastala zapletena podmorska topografija, ki so jo sestavljale plitve karbonatne platforme, globlji bazeni ter potopljene planote. Sedimentacija na kontinentalnem robu je vztrajala do eocena, čeprav je že v zgornji kredi prišlo ozemlje v kompresijske razmere. Od krede do oligocena je potekala subdukcija oceanske skorje. V oligocenu pa je prišlo do kolizije kontinentalnih robov Evropske plošče (Sardinijski blok in Kalabrijske enote) in Afriške plošče. Začelo se je narivanje Kabilo-Kalabrijskega kristalina na enoto Sicilidov in z njim povezan nastanek predgornih

bazenov (Caltanissetta bazen). V njih so nastajali srednjeoligocenski do spodnjemiocenski numidijski fliši, ki so v bazen prihajali iz afriškega kontinenta. V srednjem miocenu je prišlo do nadaljevanja in stopnjevanja narivanja v smeri proti jugovzhodu. V to smer so se sočasno premikali tudi predgorni bazeni, dokler niso dosegli današnje lege (predgorni bazen Gela).

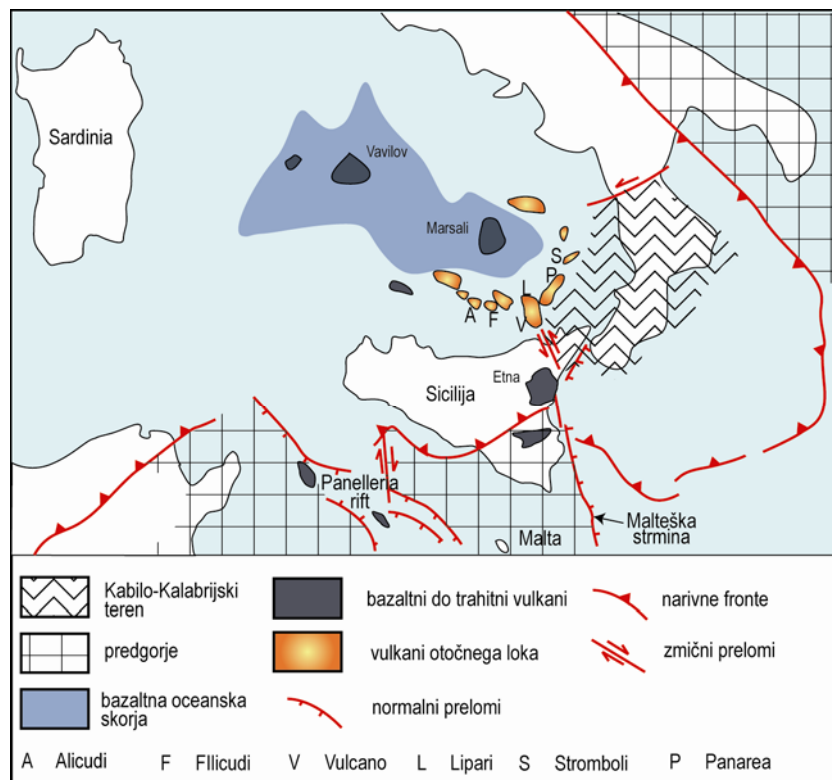


Slika 2.2 Geološki prerez Sicilije

Kljub generalnim kompresijskim razmeram, ki so povzročile nastanek Magrebskega orogena, pa je območje Afriške plošče, ki leži južno od Sicilije (Sicilijanski kanal in Pelagonijski šelf) od pliocena pa do danes pod vplivom močne ekstenzijske tektonike v smeri vzhod zahod, ob katerem nastajajo sistemi jarkov oz. grabnov (sliki 2.3 in 2.4). Ti so nastali s kombinacijo normalnih in zmičnih premikov, zato njihov nastanek razlagamo s *pull-apart* strukturo. Na tem območju se nahajata vulkana Linosa in Pantelleria ter aktivna podmorska planota Ferdinandea (imenovana tudi Grahamov otok), ki je bil dvignjena nad morsko gladino le v letih 1831–1832, danes pa je nekaj metrov pod morsko gladino. Omenjena ekstenzija je nastala kot posledica odmikanja Afrike od Sicilije v smeri proti jugozahodu. Tako je nastala izredno kompleksna situacija, v kateri sta hkrati aktivni kompresija in narivanje Magrebidov v smeri proti jugu na Afriško ploščo ter ekstenzija na severnem delu Afriške plošče v smeri vzhod-zahod. Ker je narivanje usmerjeno pravokotno na ekstenzijo se dogaja, da narivi sekajo normalne prelome in obratno.



Sl.2.3 Relief morskega dna v okolici Sicilije. ME = Malteška stopnja (angl. Malta escarpment); EJ = ekstenzijski jarki (vir: Google Earth, februar 2010)



Sl. 2.4 Malteška stopnja (ME), Messinski sistem prelomov (MF) in sistem Timpe prelomov, ki se nadaljuje čez Eolske otoke (po Antonioli et al., 2004)

Geotektonsko sestavljajo Sicilijo tri enote (sliki 2.1 in 2.2): A) Hiblejsko predgorje in pripadajoči Gela predgorni bazen, B) Magrebski narivni pas C) Kabilo-Kalabrijski eksotični teren.

Hiblejsko predgorje in predgorni bazen Gela

Hiblejsko predgorje se nahaja v južnem delu Sicilije in se pod morjem nadaljuje v Sicilijanskem kanalu in Jonskem morju. Današnje Hiblejsko predgorje od mezozoika pa do danes pripada paleogeografsko tako severnemu kontinentalnemu robu Afriške plošče, kakor tudi Jonski Tetidi. Posledično najdemo v podlagi Hiblejskega predgorja tako kamnine stanjšane kontinentalne skorje, kakor tudi kamnine oceanske skorje. Meja med njima obstaja še danes in jo predstavlja malteška stopnja kjer se stikata vzhodno ležeča oceanska skorja Jonskega morja in zahodni kontinentalni rob Afriške plošče. Gela predgorni bazen se nahaja na severnem robu Hiblejskega predgorja in predstavlja ozko, šibko deformirano depresijo, ki se je razvila od zgornjega pliocena pa do danes. Predgorni bazen Gela je zapolnjen z plio-pleistocenskimi pelagičnimi laporastimi apnenci, glinavci in peščenimi glinami in delno prekrit s čelnimi narivi Magrebskega narivnega pasu.

Magrebski narivni pas

Magrebski narivni pas geografsko sestavlja večji del zahodne in osrednje Sicilije. Sestavljen je iz gub in narivov, ki so usmerjeni proti jugu. Paleogeografsko Magrebide sestavljajo dve domeni kamnin. Prvo grade mezozojske in paleogenske kamnine, ki so nastale v ekstenzijskem režimu in pripadajo Afriškemu pasivnemu kontinentalnemu robu in oceanu Jonske Tetide ter miocenske do pleistocenske kamnine, ki so nastale v času kompresijskih razmer ob deformaciji starejših kamnin (predvsem so to kamnine v nastajajočih predgornih bazenih, npr. v bazenu Caltanissetta). Drugo domeno predstavljajo kamnine, ki paleogeografsko sodijo v Alpsko Tetido in so danes del geotektonske enote Sicilidi. Enoto sestavljajo le zgornjejurjski do oligocenski bazenski karbonati in klastiti ter zgornjeoligocenski do spodnjemiocenski fliši, medtem ko ofioliti, kot značilni predstavnik oceanskega dna, niso prisotni. Kamnine afriškega kontinentalnega roba pa so danes del večjih strukturnih enot. Bazenski mezozojski do spodnjemiocenski karbonati in roženci sestavljajo enote: Imerese in

Sicanian; mezozojsko-kenozojske platformne karbonate in sedimente podmorskih planot pa najdemo v geotektonskih enotah: Pre-panormide, Panormide, Trapanese, Saccense in v enoti Hiblejan-Pelagijan (slika 2.1).

Kabilo-Kalabrijski eksotični teran

Kabilo-Kalabrijski eksotični teran sestavlja gore Peloritani na vzhodu Sicilije. Paleogeografsko predstavlja del Evropskega kontinentalnega roba, ki je bil narinjen na najvišjo geotektonsko enoto Magrebidov: enoto Sicilide. Na kopenski Siciliji Kabilo-Kalabrijski teran od Magrebskega orogena loči Taorminski prelom, ki je glavna tektonska struktura tega območja. Kabilo-Kalabrijski teran sestavljajo paleozojska metamorfna podlaga in njen mezozojsko-kenozojski pokrov.

2.2 Mezozojski pasivni rob - Mt. Kumeta

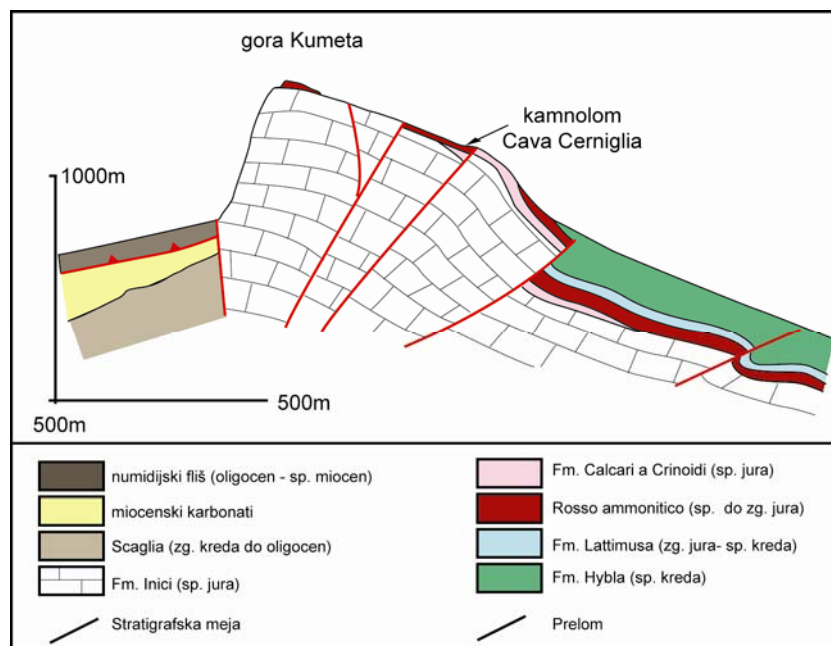
Gora Kumeta se nahaja južno od glavnega mesta Sicilije Palermo. Je najvišji vrh, približno 20 km dolgega gorskega grebena, ki se dviguje nad slikovito vasico Piana degli Albanesi. Na gori lahko opazujemo značilne dogodke mezozojske evolucije večjega dela zahodne Sicilije. Predvsem je pomembna za raziskovanje mehanizma potopitev jurskih platform in nastanka podmorskih planot ter globljevodnih bazenov. Na Kumeti je do pred kratkim deloval tudi kamnolom naravnega kamna Cava Cerniglia. In prav izkopavanje v kamnolomu, je odkrilo številne sedimentološke in stratografske posebnosti.

Geološko gledano se greben Kumeta nahaja v Magrebijski geotektonski enoti, ali natančneje v strukturni enoti Kumeta. Paleogeografsko je območje del geotektonske enote Trapanese, ki je v mezozoiku pripadala severnemu Afriškemu pasivnemu kontinentalnemu robu, na katerem so v mezozoiku zaradi razpiranja vladale večinoma ekstenzijske razmere. V triasu je tako območje pripadalo plitvovodni karbonatni platformi bahamskega tipa imenovani Siculo-Tunizijska platforma. Na meji trias-jura je prišlo na Afriškemu kontinentalnem robu do transkurentnih prelomov, ki so razkosali enotno platformo in povzročili pogreznitev nekaterih delov platforme in nastanek intraplatformnih bazenov. V srednjem in zgornjem liasu se je velik del karbonatne platforme potopil in nastala je zapletena horst in graben podmorska topografija, ki so jo predstavljali manjši bazeni in podmorske planote.

Geološka zgradba grebena Kumeta

Greben Kumeta predstavlja tektonsko strukturo t.i. pozitivne strukture rože (positive flower structure) (slika 2.5 in 2.6). V preseku je greben antiklinala z osjo, ki poteka v smeri V-Z in je presekana z večimi prelomi v smeri SZ-JV ter SV-JZ. Na vzhodu je na enoto Kumeta narinjena strukturna enota Imerese, ki jo sestavljajo globljevodni mezozojski-terciarni karbonati in roženci in oligocensko-miocenski numidijski fliš.

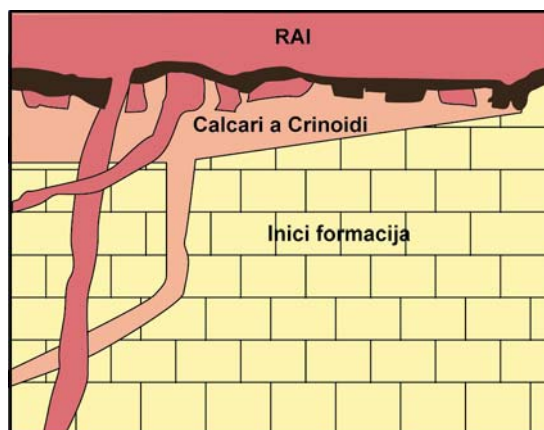
Strukturno enoto Kumeta gradijo triasni plitvovodni dolomiti, na katere nalega 300 metrov spodnjajurskih plitvovodnih apnencev in dolomitov Inici formacije. Nad njo so diskordantno odloženi spodnjajurski krinoidni apnenci Calcari a crinoidi, ki so preprejeni z neptunskimi dajki. Sledijo srednje in zgornjajurski apnenci tipa Ammonitico Rosso, zgornjajursko sedimentacijo pa zaključuje apnenec tipa biancone, ki ga na Siciliji imenujejo Latimussa formacija. Sledita spodnjekredna formacija Hybla (laporovci in laporasti apnenci) in zgornjekredna do eocenska formacija Scaglia.



Slika 2.5 Pozitivna struktura rože Gore Kumeta

Spodnje in srednjejurska stratigrafija in razvoj na gori Kumeta

Na gori Kumeta so do pred kratkim delovali kamnolomi, ki so izkoriščali naravni kamen, predvsem formacij Rosso Ammonitico ter Calcarei a Crinoidi. Najlepše izdanke tako najdemo v sedaj opuščnem kamnolomu Cava Cerniglia. V kamnolomu lahko sledimo sedimentarnem razvoju plitvodne karbonatne platforme (Inici formacija), njeni potopitvi (Calcarei a crinoidi in glavno trdo dno) in vzpostavitvi sedimentacije na potopljenem platoju (Rosso Ammonitico formacija) (slika 2.6).



Slika 2.6 Stratigrafski stolpec gore Kumeta

Formacija Inici je hettangijske do spodnjepliensbachijske starosti in jo sestavljajo svetlorjavi periplimski apnenci, ki so deloma dolomitizirani. Formacija dosega debeline do 300 m in jo ločimo na več členov. V vrhnjih delih apnencev se pojavljajo tudi neptunski dajki, ki so zapolnjeni s formacijo Calcarei a crinoidi.

Formacijo Calcarei a crinoidi sestavljajo pliensbachijski beli do rožnati masivni apnenci, ki jih v veliki večini gradijo odlomki krinoidov, medtem ko so druga alokemična zrna redka. Debelina formacije močno variira, ponekod apnenci dosegajo debeline 20 m ponekod pa jih sploh ni. Zgornji del formacije je preprečen tudi z večimi generacijami neptunskih dajkov. Formacija se zaključuje z zelo nenavadno diskontinuitetno površino, ki jo

predstavljajo stolpiči decimeterskih dimenzij (glej naslednji odstavek) impregnirani z Fe-Mn oksidi, ki ponekod tvorijo tudi debelejšo skorjo. Krinoidni apnenci so nastajali na tektonsko pogojenem pobočju bivše karbonatne platforme.

Diskontinuitetna površina: glavno trdo dno predstavlja eno izmed najbolj slikovitih sedimentnih posebnosti območja (slika 2.7 in 2.8). Fe-Mn skorje namreč prekrivajo zelo nenavadno erozijsko površino, s katero se zaključí sedimentacija Calcari a crinoidi. Erozijska površina je močno "nazobčana" in jo sestavlja vrsta podolgovatih pravokotnih stolpičev. Stolpiči dosega višine od 20-25 cm, širino v bazi 10-20, pri vrhu pa ponekod ne več kot 5 cm. Med seboj so oddaljeni od 5-15 cm. Prostor med stolpiči je zapolnjen z rdečim mikritnim apnencem s pogostimi inkrustiranimi klasti. Fe-Mn skorje so laminirane in sestavljene iz zelo drobnokratnih Mn oksidov in goethita. Prostor med laminami je delno zapolnjen s pelagičnim mikritnim apnencem, deloma pa s kalcitnimi cementi, ki ponekod vsebujejo tudi majhne količine barita. Znotraj skorij se pojavljajo tudi znaki biološkega delovanja. Čas nastanka erozijske površine in Fe-Mn skorij je spodnji toarcij. Diskontinuitetna površina je nastala kot posledica kombinacije več dejavnikov. Območje je bilo najprej za kratek čas dvignjeno na kopno in erodirano. Sledila je potopitev in podmorska tako kemična kakor tudi bio erozija. Spremenjen kemizem morske vode (povečana količina CO₂), ki je omogočal podmorsko erozijo, je bil povezan s spodnjetoarcijskim globalnim anoksičnim dogodkom. Ob rahli spremembi redukcijskega v oksidacijsko okolje so območje naselili organizmi, ki so nadalje erodirali površino. Hkrati so se iz morske vode izločali Fe-Mn oksidi in tvorili debele skorje, ki so počasi prekrile površino.



Slika 2.7 Kamnolom Cava Carniglia. V spodnjem delu fotografije so vidni krinoidni apnenci formacije Calcari a crinoidi, ki so preprejeni s številnimi neptunskimi dajki. Nad njimi sledi glavno trdo dno z erozijskimi teksturami in Fe-Mn skorjo, nad katero so gomoljasti apnenci formacije Rosso Ammonitico Inferiore.

Nad diskontinuitetno površino sledijo kamine formacije Rosso Ammonitico Inferiore (RAI). V kamnolomu Cava Carniglia jih lahko razdelimo na 4 različne faciese. RA1a je bajocijske starosti in ga sestavljajo rdeči psevdogomoljasti apnenci, ki vsebujejo številne amonite prevlečene z Fe-Mn skorjami in zgodnjediagenetske gomolje. RA1b predstavljajo zgornjebajocijski navzkrižno laminirani rožnati apnenci. RA1c je zgornjebajocijski in callovijski rdeči psevdogomoljasti apnenec s številnimi amoniti in zgodnjediagenetskimi gomolji. RA1d predstavljajo zgornjecallovijski do srednjeoxfordijski rdeči jasno gomoljasti apnenci.



Slika 2.8 Diskontinuitetna površina v Cava Carnigli

V jurskem zaporedju so lepo vidne sinsedimentne deformacijske teksture v skorajda vseh litoloških členih. Neptunski dajki prepredajo Inici in Calcari a crinodi formacijo ter glavno trdo dno, RA1a, mlajši dajki pa tudi sekajo starejše. Nastajali so v več fazah od pliensbachija do spodnjega bathonija. Vsi dajki so zapolnjeni s večfaznimi zapolnitvami. Naslednjo sinsedimentno deformacijo predstavljajo normalni prelomi, ki so povzročili prelamljanje kamnin starejših od RA1d, ter plastične deformacije slednjih. Normalni prelomi potekajo v smeri V-Z in ZSZ-VJV ob njih je prišlo do meterskih zamikov.

Literatura

- Di Stefano, P. & Mindszenty, A. 2000: Fe-Mn encrusted 'Kamenitza' and associated features in the Jurassic of Monte Kumeta (Sicily): subaerial and/or submarine dissolution. *Sedimentary Geology* 132, 37-68.
- Di Stefano, P., Galacz, A., Mallarino, G., Mindszenty, A. & Vörös, A. 2002: Birth and Early Evolution of a Jurassic escarpment: Monte Kumenta, Western Sicily. *Facies* 46, 273-298.

2.3 Bazen Caltanissetta

Bazen Caltanissetta je neogenski tektonsko-sedimentni predgorni bazen (slika 2.1), ki je nastal na južnem delu aktivnega Magrebskega orogena. Danes sedimenti Caltanissetta bazena prekrivajo večji del Sicilije, prav tako pa jih najdemo južneje v Sicilijanskem kanalu. Ta bazen je zelo pomemben tako iz geološkega kot tudi zgodovinskega vidika. V tem bazenu se namreč nahajajo izjemne debeline evaporitov, med njimi tudi kalijeve soli, ki so nastale ob messinijski krizi slanosti in so jih tudi ekonomsko izkoriščali. Po drugi strani pa Caltanissetta bazen predstavlja eno izmed klasičnih lokacij za proučevanje messinijske krize slanosti.

Nastanek predgornega bazena Caltanissetta je povezan z nastankom Magrebskega orogena oziroma z oligocensko kolizijo severnega pasivnega roba Afrike s Kalabrijskimi enotami, ki pripadajo Evropski litosferski plošči. Sedimenti Afriškega kontinentalnega roba so se ob tem začeli narivati proti jugu, kar predstavlja začetek nastajanja Magrebskega orogena in njegovega predgornega bazena. Najstarejši sedimenti v predgornem bazenu so Numidijski fliši srednjeoligocenske do spodnjemiocenske starosti, ki so jih v bazen prinašali tokovi iz južnega Afriškega kontinenta. V srednjem miocenu je prišlo do stopnjevanja narivnih deformacij in dviga Magrebskega orogena. V predgornem bazenu Caltanissetta so se začeli odlagati siliciklastični sedimenti formacije Terravecchia, ki pa so tokrat prihajali iz severa. Nadaljevanje narivanja v smeri proti jugovzhodu je povzročilo deformacije že odloženih sedimentov in sočasno premikanje predgornega bazena do današnje lege. Južno mejo Caltanissetta bazen tako danes predstavlja najjužnejša narivna meja nariva Gela, ki je narinjen na Hiblejsko predgorje. Južno od tega nariva se nahaja današnji predgorni bazen Gela (*Gela foredeep*).

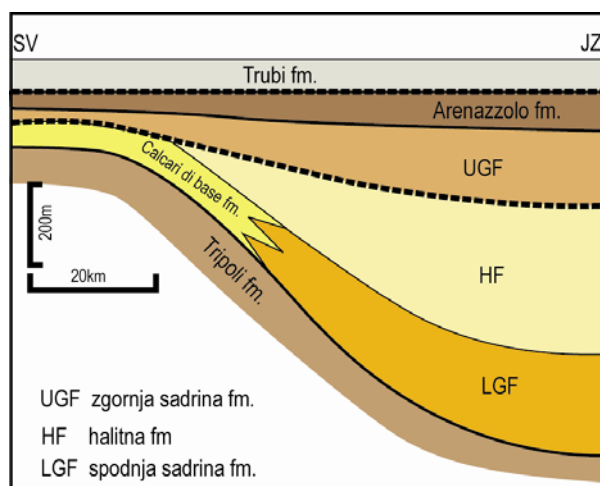
V Caltanissetta bazenu so se sedimentirali miocenski do kvartarni sedimenti, ki ležijo na Numidijskem flišu ali na starejših kamninah. V bazenu tako najdemo kamnine formacije Terravecchia, formacije Tripoli ter sedimente messinijske krize, ki jih prekriva formacija Trubi.

Numidijski fliši so ena izmed najbolj razširjenih formacij v Mediteranu. Povezani so namreč s kenozojskim Magrebskim orogenim pasom, ki se razteza na dolžini 2000 km od južnih Apeninov, preko severne Sicilije in severne Afrike do južne Španije. Numidijski fliš predstavlja menjavanje kremenovih peščenjakov in glinavcev, med katerimi se pogosto pojavljajo tudi masivne bolj debelozrnate plasti konglomeratov. Flišne peščenjake sestavljajo skorajda izključno kremenova zrna (90-95%), ostala terigena zrna pa predstavljajo redki K-glinenci, sljude in stabilni težki minerali (cirkon-turmalin). Flišni material so prinašali kalni (turbiditni) gravitacijski, ki so prihajali iz južno ležečega Afriškega kontinenta.

Formacija Terravecchia predstavljajo siliciklastični sedimenti in karbonati zgornjetortonjske do spodnjemessinijske starosti, ki so nastajali na plitvotorskem šelfu in v globljem bazenu. Siliciklastični material je nastajal z erozijo dvigajočih se gora Magresbskega orogena na severu. Reke so nato material transportirale v smeri proti jugu in ga v obliki delt odlagale v morsko okolje predgornega Caltanissetta bazena. V severnem delu bazena najdemo plitvotorske konglomerate, peščenjake in modre gline, medtem ko v distalnih-globljih delih nastopajo večinoma le sivomodre gline. Reke so s sedimenti delt počasi zasipavale plitvotorska okolja in progradirala proti jugu. V tem času so v robnih delih šelfa nastajali tudi grebenski apnenci. Na sedimentacijo formacije Terravecchia je imela močan vpliv aktivna narivna tektonika. Večfazno narivanje je namreč povzročilo nastajanje gub, lokalno dvigovanje ozemlja in nastanek manjših med seboj ločenih bazenov. Večina sedimenta se je tako odlagala v manjših proksimalnih bazenih, medtem ko se je v distalnih bazenih v tem času usedalo le malo sedimentov.

Formacija Tripoli sestavlja spodnjemessinijsko ciklično menjavanje sivih glin in laporovcev, črnih glinastih laminitov bogatih z organsko snovjo, diatomejskih laminitov in belih mikritnih apnencev. V drobnozrnatih kamninah se pogosto najdejo izredno dobro ohranjene teleoste ribe. Formacija Tripoli je nastajala v morskem okolju.

Sedimenti messinijske krize slantnosti enotno prekrivajo starejše miocenske sedimente Terravecchie in Tripoli formacije. To pomeni, da se je morala pred nastankom evaporitov relativna gladina morja dvigniti na celotnem območju. Temu je sledila regresija in začetek nastajanja evaporitov. Zaradi klimatskih sprememb na območju Mediterana je odlaganje evaporitnih sedimentov potekalo v več krajših ciklih, ki so izraženi kot posamezne plasti evaporitov. Evaporitne sedimente ločimo v dva geotektonska cikla: spodnji (prvi cikel) in zgornji (drugi cikel), ki sta med sabo ločena z kotno diskordanco. Diskoranca je nastala kot posledica messinijske tektonske aktivnosti (slika 2.9).



Slika 2.9 Messinijski sedimenti s prvim in drugim ciklom in vmesno diskordanco

V robnih delih evaporitnih bazenov sedimente prvega cikla predstavlja relativno tanka formacija Calcari di Base. V globljih delih evaporitnih bazenov so sedimenti prvega cikla mnogo debelejši in jih predstavljajo Spodnja sadrina formacija (Lower Gypsum Formation) in Halitna formacija (HF).

Formacija Calcari di Base z zveznim prehodom nalega na Tripoli formacijo ter redkeje tudi na starejše miocenske in paleogenske kamnine. Nastajala je v zelo plitvotorskem okolju, ki je bilo občasno okopnjeno. Sestavljajo jo (a) glinavci in laporasti glinavci z redkimi foraminiferami ter (b) mikritni apnenci, ki v nekaterih delih predstavljajo glavno litološko enoto. V njih se pojavljajo horizonti paleoprsti, ki kažejo na okopnitev in erozijo. (c) avtobreče (porušne) breče mikritnih apnencev predstavljajo najznačilnejšo litologijo formacije (slika 2.10). Avtobreče nastanejo na naslednji način (slika 2.11). V normalnem morskem do hiperslanem okolju so nastali mikritni apnenci. Ob znižanju morske gladine so ti sedimenti prišli v nadplimsko okolje sabke. Zaradi pospešenega izhlapevanja so v apnenčevem sedimentu nastali gomolji sadre, anhidrita in kristali halita. Če je

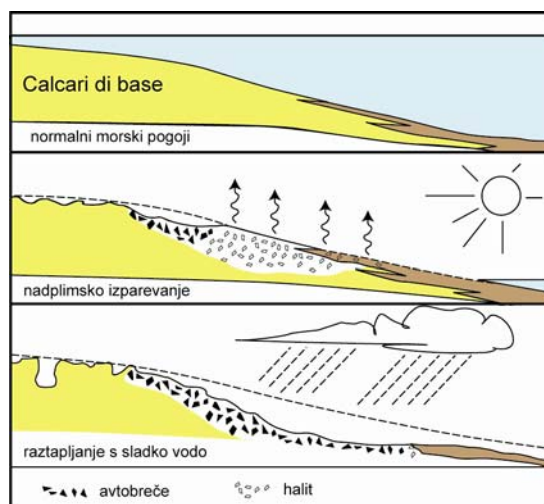
območje dalj časa v nadplimskem okolju, so sedimenti izpostavljeni meteornim pogojem, pri katerih prihaja do raztapljanja evaporitov. Evaporiti se v sedimentu raztopijo in apnenčev sediment se zruši sam vase in nastanejo avtobreče. (d) laminirana glina s večjimi kristali sadre v obliki lastovičjih repov. Istočasno v globljih delih bazenov nastopata **Spodnja sadrina formacija** (*Lower Gypsum Formation LGF*) in **Halitna formacija** (*HF*). Prva je debela do 300 m in sestavljena iz različno orientiranih kristalov selenitne sadre, ki so bili iz perifernih delov bazena presedimentirani v globlje dele. HF dosega debeline do 800 m in jo predstavljajo plasti halita, ki se menjavajo s plastmi kalijevo-magnezijevih soli, ki označujejo zadnjo stopnjo izhlapevanja morske vode.



Sl. 2.10. Avtobrečiacija sadre zaradi izluževanja halita (foto: T.V.)

Messinijska tektonska aktivnost se je začela že v času sedimentacije Spodnje sadrine formacije in dosegla svoj višek na koncu sedimentacije halitne formacije. Sledil je globalen padec morske gladine in nastanek erozijske površine, ki ločuje prvi in drugi evaporitni cikel.

Sedimenti drugega cikla s tektonsko in erozijsko diskordanco nalegajo na sedimente prvega cikla. Še posebej spektakularne so paleodoline, ki so vrezane v formacijo Calcari di base in zapolnjene s sedimenti drugega cikla. Zapolnitve predstavljajo konglomerati, ki jih sestavljajo kosi formacije Calcari di base, Numidijskega fliša in celo mezozojskih karbonatov. Konglomerati prehajajo v evaporitne sedimente drugega cikla, ki jih predstavlja **zgornja sadrina Formacija** (*Upper Gypsum Formation, UGF*). Ta je urejena v transgresivno-regresivne cikle, ki kažejo na ciklično plitvenje morja s sočasnim povečanjem slanosti. V zgornjem delu drugega cikla se po celotnem Mediteranu začnejo pojavljati siliciklastični sedimenti, ki jih na Siciliji imenujemo formacija Arenazzolo. Ti klastiti naj bi nastajali v jezerskih in kopenskih okoljih.



Slika 2.11 model nastanka avtobreč formacije Calcari di base

Nad messinijskimi evaporiti so se začeli odlagati spodnjepliocenski morski kokolitni in foraminiferni laporovci **formacije Trubi**, ki označijo konec messinijske krize slanosti. V tem času se je ponovno vzpostavila zveza med Atlantskim oceanom in Mediteranskem morjem in povzročila nastanek normalnih morskih razmer na celotnem območju.

2.3.1 Gora Capodarso

Območje gore Capodarso pripada predgornemu bazenu Caltanisseta oziroma enemu izmed njegovih manjših bazenov. Na tem območju najdemo predvsem mlajše kamnine, ki so sledile messinijski krizi slanosti. Paleogeografsko sta tukaj obstajala dva ločena bazena: severni Corvillo bazen in južni bazen, ki mu pripada območje Capodarsa. Bazena sta bila med seboj ločena z rastočo antiklinalo Marcasita, ki je nastala zaradi aktivnega narivanja. Nastajajoča antiklinala je imela tudi velik vpliv na sedimentacijo tako v severnem kot tudi v južnem bazenu.

Območje gore Capodarso se nahaja južno od antiklinala Marcasita in je znano predvsem po izredno lepih izdankih pliocenskih kalkarenitnih parasekvenc (zaporedje kamnin, ki so nastale tokom manjših nihanj gladine morske vode in so med seboj so ločene s poplavitvenimi površinami), v katerih lahko opazujemo in proučujemo tektonske in evstatične vplive na sedimentacijo (slika 2.12). Spodnji del gore Capodarso predstavljajo apnenci Trubi formacije spodnjepliocenske starosti, na katero nalegajo pliocenske gline formacije Enna. Apnenci Trubi formacije so nastajali v relativno globokem morju (450 m globine), ki se je nato poplitvilo. Plitvenje morja je nastalo zaradi tektonskega dviga in zaradi zasipavanja bazena s pliocenskimi glinami formacije Enna. Ta v najvišjih delih prehaja v kalkarenite Capodarsko, ki so nastajali v obalnem okolju.

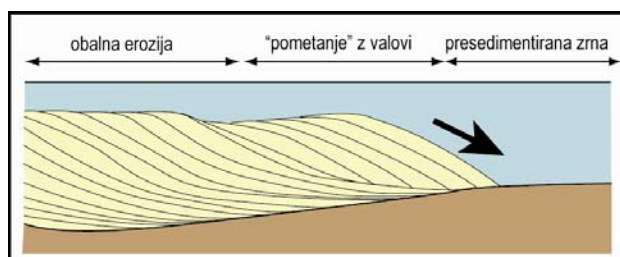


Slika 2.12 Gora Capodarso z izdanki formacij Trubi (spodaj levo), Enna (osrednji del fotografije) ter kalkarenitov Capodarso, ki tvorijo klifne stene na vrhu hriba.

Kalkareniti Capodarso so nastajali v obalnih okoljih in segali v južneje ležeče globlje dele v katerih so se odlagale gline formacije Enna. Tako so v pliocenu obalna okolja počasi progradirala proti globljim bazenom generalni smeri proti jugu. Kalkareniti so tvorili sipine, ki so se združevale v sestavljene klinaste morfološke oblike- klinoforme (sliki 2.13 in 2.14). Sipine so se odlagale na rahlo nagnjeno podlako z naklonom okoli 1° . Današnji večji naklon je torej posledica kasnejših tektonskih premikov. Posamezne kalkarenitne klinoforme se raztezajo vzdolž paleobale v dolžini približno 6 km, medtem ko se v smeri proti bazenu razširjajo približno 1 km daleč. Kalkareniti so navzkrižno plastnati (slika 2.13) in zgrajeni predvsem iz plitvovodnih bioklastičnih zrn, med katerimi prevladujejo školjke, ehinodermi, polži, brahiopodi in solitarne korale. Odlagali so se pod vplivom valovanja, priobalnih morskih in nevihtnih tokov.



Slika 2.13 Izdanki Capodarso kalkarenitov, v katerih je lepo vidna navzkrižna plastnatost in laminacija.



Slika 2.14 Model nastanka kalkarenitnih klinoform

Literatura

- Butler, R. W. H., Jones, R. E., McClelland, E.: Calibrating the duration and timing of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean: linked tectonoclimatic signals in thrust-top basins of Sicily. *Journal of the Geological Society*, št. 156, 1999 London.
- Butler, R.W.H., Grasso, M. Tectonic controls on base-level variations and depositional sequences within thrust-top and foredeep basins: example from the Neogene thrust belt of central Sicily. *Basin Research*, 1993, št. 5, str. 137-151.
- Cavazza W. & Wezel F.C. 2003: The Mediterranean region a geological primer. Episodes 26/3, 5-13.
- Di Grande A. & Giandinoto V 2002: Plio-Pleistocene sedimentary facies and their evolution in centre-south-eastern Sicily: a working hypothesis. EGU Special Publication Series 1. 211-221.
- Grasso, M., Butler, R.W.H. Tectonic controls on the deposition of late tortonian sediments in the Caltanissetta basin of central Sicily. *Mem. Soc. Geol. It.*, 1991, let. 47, št 5., str. 313-324.
- Grasso, M., Butler, R.W.H., in Schmincke, H.U. 32nd international geological congress: The Neogene thrust-top Basins in central sicily and the Neogene volcanism of the northern Monti Iblei in south-eastern Sicily [online,], Volume n° 2 - from B16 to B33
- Pedley H.M. & Grasso M. 1993: Controls on faunal and sediment cyclicity within the Tripoli and Calcare di Base basins (Late Miocene) of central Sicily. *Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeoecol.* 105, 337-360.
- Pedley, H.M., Maniscalco, R. Lithofacies and fauna succession (faunal phase analysis) as tool in unravelling climatic and tectonic signals in marginal basins; Messinian (Miocene), Sicily. *Journal of the Geological Society*, 1999, vol. 156, str. 855-863.

2.4 Orbitalna cikličnost v neogenskih sedimentih južnega dela Sicilije

V miocenskih in pliocenskih sedimentih, ki ležijo na južni obali Sicilije, je zelo izražena ciklična plastovitost, ki je posledica orbitalnih vplivov, pa tudi tektonike, ki je povzročila messinijsko krizo slanosti. Med orbitalnimi vplivi so najbolj znani trije Milankovičevi cikli. Ti so ena izmed možnih delnih razlag nastanka ledenih dob, saj lahko vplivajo na klimo ter s tem tudi na sedimentacijo. Prvi orbitalni cikel je povezan z *ekscentričnostjo* (angl. *eccentricity*) in ima najdaljšo periodo, glavno na 100.000, naslednje pa na 400.000 let, 1,3 in 2 milijona let. Je posledica eliptičnosti orbite Zemlje okoli Sonca in vpliva na prejeto količino toplote. Ko je Zemlja bližje Soncu, je prejete toplote več. Ekscentričnost je pomembna tudi zato, ker vpliva na amplitudo precesijskih ciklov. Drugi orbitalni cikel, *nagnjenost osi* (angl. *obliquity*) ima periodo okoli 40.000 let in je posledica spreminjanja naklona osi Zemlje, ki se giblje med 22° in 25° (trenutno je $23,5^\circ$). Ta cikel vpliva na intenzivnost letnih časov, predvsem v območjih večje geografske širine; bolj proti polom in manj na ekvatorju. Tako so letni časi veliko bolj izraziti, ko je naklon osi večji. Tretji orbitalni cikel je povezan s *precesijo* (angl. *precession*), ki je posledica vrtenja Zemlje okoli nagnjene osi. Pri tem se spreminja orientacija njene osi, podobno kot se spreminja orientacija nagnjene osi vrtačke med vrtenjem. Perioda precesijskega cikla je približno 19.000–23.000 let. Precesija vpliva na klimo le v primeru eliptične orbite okoli Sonca (kar je tudi današnja situacija). Tako imamo sedaj situacijo, ko je Zemlja najbližje Soncu v času zime na severni polobli, zato imamo na tej polobli relativno milejše zime in hladnejša poletja, na južni polobli pa obratno. Tako tudi precesija vpliva na intenzivnost letnih časov. Vsi trije cikli med sabo interferirajo, tako da se njihovi medsebojni vplivi včasih seštevajo - ojačajo, drugič pa odštevajo - zmanjšajo ali celo izničijo. Raziskave kažejo, da ti cikli (predvsem precesija) vplivajo na klimo že vsaj 14 milijonov let.

Na južni obali Sicilije, na širšem območju Agrigenta, je razvitih več formacij, od miocena do pleistocena, kot opisano v predhodnem poglavju o bazenu Caltanissetta. Zgornjemiocenske evaporite prekrivajo okoli 10 m debeli zgornjemiocenski peščenjaki enote Arenazzolo, nad njimi pa ležijo beli in svetlosivi pliocenski laporovci Trubi. Meja med peščenjaki Arenazzolo in laporovci Trubi je določena tudi kot točka GSSP (*Global Standard Stratotype-section and Point*), ki predstavlja mejo med miocenom in pliocenom, ki je določena z biostratigrafijo, nanofosili, magnetostratigrafijo, astrociklostratigrafijo, in izotopi. Ta meja je določena na lokaciji arheološkega grškega najdišča Eraclea Minoa, ki leži v neposredni bližini rta Capo bianco. V tem najdišču so stari Grki izkoriščali sadro za gradnjo zidov. Starost meje miocen-pliocen je določena na 5,33 milijonov let, označuje pa nenadno pliocensko trangresijo in tem konec messinijske krize.



Slika 2.15 Plasti formacije Trubi pri Eraclei Minoi

Cikli so najlepše izraženi v laporovcih formacije Trubi, ki so pretežno bele barve, in se nahajajo na rtu Capo bianco, na obali med krajema Sciacca in Agrigento (slika 2.15), vidni pa so tudi na lokacijah Capo Rossello, Punta di Maiata oz. Scala dei Turchi, Punta Grande in Punta Piccola. V laporovcih Trubi je vidno ciklično menjavanje zaporedja sivih, belih, bež in spet belih plasti. To ciklično menjavanje so interpretirali z orbitalno cikličnostjo (precesijo in ekscentričnostjo). Temnejši sivi laporovci naj bi nastali v času minimuma

precesije in v bolj vlažnih obdobjih, svetlejši pa v času maksimuma precesije in v aridnih pogojih. Slednji so bele barve zaradi velikih količin kaolinita in tudi karbonata, ki ju je kot eolski terigen material prinašal veter iz Sahare na to območje, obenem pa je bila večja tudi vetrna erozija. Temnejšo sivo in bež barvo dajejo laporovcem glinasti minerali (predvsem klorit in smektit), ki so jih v vlažnih pogojih prinašale evropske reke in Nil. V teh obdobjih je bila bujnejša vegetacija, ki je zadržala vetrno erozijo, obenem pa se je zaradi večjega dotoka rek zmanjšala slanost.

Pri Eraclei Minoi so vidni spodnji deli laporovcev Trubi in njihova podlaga (Arenazzolo peščenjaki in evaporiti). V bližini, na obali rta Capo bianco pa so srednji in vrhnji deli laporovcev Trubi prekriti s sedimenti pleistocenske terase. Nad laporovci Trubi ležijo plasti Narbone formacije (ta prehod je viden jugovzhodno, na rtu Punta Piccola), v katerih se pojavljajo tudi plasti sapropela, ki nadomešča bež in sive laporovce.

Formacija Trubi izdanja tudi jugovzhodno od kraja Realmonte pri Agrigentu na območju Scala dei Turchi (znano tudi pod imenom Punta di Maiata). Ime Scala dei Turchi izhaja iz izrazito vidnih plasti formacije Trubi, ki vpadajo proti kopnem in morfološko spominjajo na stopnice. Ime pomeni v prevodu "turške stopnice". Med svojimi roparskimi pohodi naj bi imeli Turki po teh plasteh lahek dostop z morja na obalo. Tu so še posebno lepo vidni vplivi vseh treh Milankovičevih ciklov; predvsem precesije kot že omenjeno menjavanje štirih različnih plasti karbonatnih laporovcev, vplivi nagnjenosti osi kot spreminjanje intenzitete barv oz. svetlosti plasti ter vplivi ekscentričnosti v večjem merilu, preko različne stopnje preperavanja plasti. V sivih in bež plasteh je vsebnost karbonatov tudi do 85 %, medtem ko je v belih plasteh manjša, okoli 60 %.

Na rtu je opazen tudi zelo mlad recentni blatni plaz, ki je med sedimente vključil tudi steklenice in ostale smeti iz višjih delov. Izvor plazenja so mehki laporovci, ki se ob stiku z vodo razmočijo, nabrekajo in se obnašajo podobno kot mehke gline. Zato so vrhnji deli profila zaščiteni z jeklenimi pletenicami (mrežami), da se zaščitijo pred krušenjem in padanjem kamenja.

Literatura

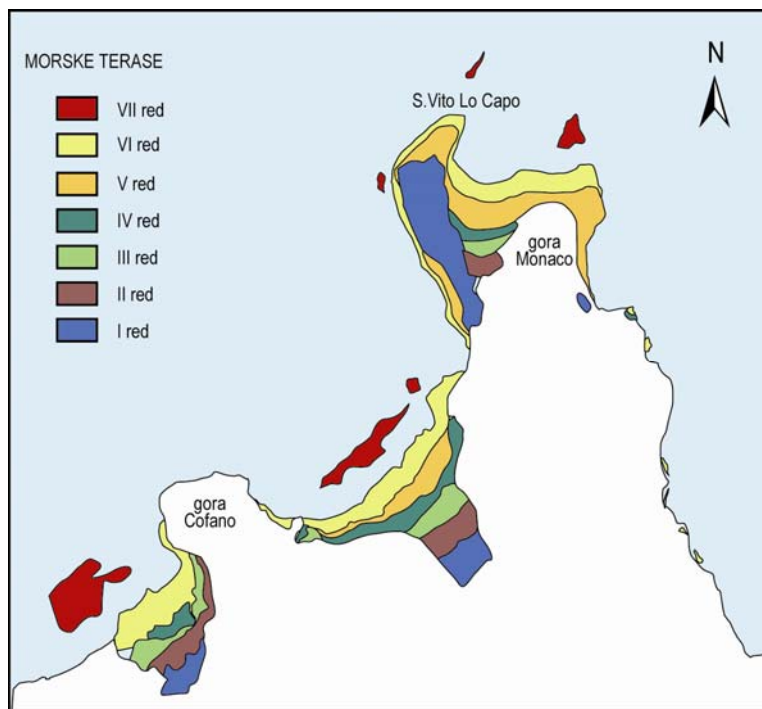
- Pedley, M., Maniscalco, R., 1999. Lithofacies and faunal succession (faunal phase analysis) as a tool in unravelling climatic and tectonic signals in marginal basins; Messinian (Miocene), Sicily. *Journal of the Geological Society*, London, 156, 855–863.
- Hilgen, F., 2004. Milankovich cycles as a geochronometric tool to construct geological time scales. *Field Trip Guide Book P56, 32nd International Geological Congress*, Florence, Italy, August 20–28, 2004, 22 pp.
- Dinarès-Turell, J., Dekkers, M. J., 1999. Diagenesis and remanence acquisition in the Lower Pliocene Trubi marls at Punta di Maiata (southern Sicily): palaeomagnetic and rock magnetic observations. In: Tarling, D. H., Turner, P. (eds). *Palaeomagnetism and Diagenesis in Sediments. Geological Society of London, Special Publications*, 151, 53–69.
- Van Couvering, J. A., Castradori, D., Bianca Cita, M., Hilgen, F. J., Rio, D., 2000. The base of the Zanclean Stage and of the Pliocene Series. *Episodes*, 23(3), 179–186.

2.5 Tektonski dvig morskih teras - San Vito lo Capo

Območje Sicilije se od srednjega pleistocena dalje neenakomerno tektonsko dviga, posledice pa so vidne kot spremembe relativnih višin morske gladine, ki jih nakazujejo morske terase. Višina morske gladine je seveda odvisna tudi od eustatičnih, glacio-hidroloških in izostatskih dejavnikov, razlika med njimi pa je predvsem v tem, da so slednji dokaj predvidljivi, tektonski pa ne. Ugotovljeni vertikalni dvigi so precejšnji. Z dvignjenimi morskimi terasami so določili vertikalne dvige do največ 160 m na NW delu (San Vito lo Capo), do 60–85 m v okolici Milazza in 130–140 m v okolici Taormine in Messine na NE, manj pa na jugu - okoli 30 m na Hiblejskem platoju. Danes je aktivno dviganje omejeno predvsem na NE dele otoka v okolici Taormine in Messine, kjer so ocenjeni dvigi v zadnjih 125.000 leti okoli 1,2 mm/leto (lokalno v okolici Etne tudi več kot 2 mm/leto). V okolici Milazza so dvigi manjši, okoli 0,5 mm/leto, južni deli Sicilije pa ne kažejo recentnih dvigov. Aktivni dvigi so vezani na aktivnost sistema prelomov Malteške stopnje (angl. *Malta escarpment*, opisano v naslednjem poglavju), saj ti kraji ležijo na vzhodnem, relativno dvignjenem bloku.

Dvig ozemlja je povzročil okopnitev bivših potopljenih delov, ki so danes vidni kot horizontalne morske terase. Na terasah iz apnencev so se že razvili številni kraški pojavi, med njimi tudi večje jame, v katere so se zatekale razne živali (predvsem sesalci) in so z njihovimi ostanki lahko natančno določili čas in velikost dviga.

Dvigom ozemlja je možno lepo slediti pri kraju San Vito lo Capo na skrajnem NW delu Sicilije s številnimi morskimi terasami. Ugotovljenih je sedem teras (slika 2.16), ki se danes nahajajo na naslednjih nadmorskih višinah: terase reda I: 95–105 m, II: 43–76 m, III: 45–50 m, IV: 28–50(?) m, V: 15–40 m, VI: 7–18 m in VII: 1–5 m, ki so vidne kot subhorizontalne erozijske površine (slika 2.17). Teraso so nastale v pleistocenu s kemično in mehansko abrazijo pelagičnih zgornjetriasnih do srednjemiocenskih karbonatov ter scaglie. Teraso so prekrile s preistocenskimi sedimenti, ki so bili odloženi v morskih zajedah ter v jamah tako na kopnem kot pod morsk gladino. Večinoma so bili odloženi obalni konglomerati, pojavljajo pa se tudi breče, paleotla, eolski in koluvijski sedimenti. Morske zajede so opazne na višinah 8, 15, 45, 60 in 70 m. Dvig naj bi bil konstanten v zadnjih 125.000 letih.



Sl. 2.16 Morske terase na polotoku San Vito lo Capo in njihova nadmorska višina (po Antonioli et al., 2002)

Starost teras je srednje- do zgornjpleistocenska, saj se zajede pojavljajo tako v mezozojskih, terciarnih kamninah kot tudi v zgornjemiocenskih do spodnjpleistocenskih sedimentih. Starost teras so določili z U/Th datacijami speleotemov v nekaterih jamah in s polži *Dendropoma*, ki živijo na grebenih ob skalnatih obalah. Slednji so dober pokazatelj globine morja, saj rastejo grebeni največ 30–40 cm pod gladino.



Sl. 2.17 Zahodna obala polotoka San Vito lo Capo, z vidnimi dvignjenimi morskimi terasami, prekritimi s klastičnimi sedimenti. V ozadju so vidni klifi z najvišjo teraso I. reda.

Literatura

- Rust, D., Kershaw, S., 2000. Holocene tectonic uplift patterns in northeastern Sicily: evidence from marine noches in coastal outcrops. *Marine Geology*, 167, 105–126.
- Agnesi, V., Bonfiglio, L., Ciurcina, C., Conoscenti, C., Di Maggio, C., Di Patti, C., Mangano, G., Masini, F., Pavia, M., Petruso, D., Spigo, U., 2004. Quaternary eustatic fluctuations and biochronology of vertebrate-bearing deposits correlated with marine terraces in Sicily. *Field Trip Guide Book B07, 32nd International Geological Congress*, Florence, Italy, August 20–28, 2004, 38 pp.
- Antonioli, F., Cremona, G., Immordino, F., Puglisi, C., Romagnoli, C., Silenzi, S., Valpreda, E., Verrubbi, V., 2002. New data on the Holocenic sea-rise in NW Sicily (Central Mediterranean Sea). *Global and Planetary Change*, 34, 121–140.
- Antonioli, F., Kershaw, S., Renda, P., Rust, D., 2004. Contrasting patterns of late quaternary tectonic uplift around the coastline of Sicily. *Field Trip Guide Book P10, 32nd International Geological Congress*, Florence, Italy, August 20–28, 2004, 22 pp.

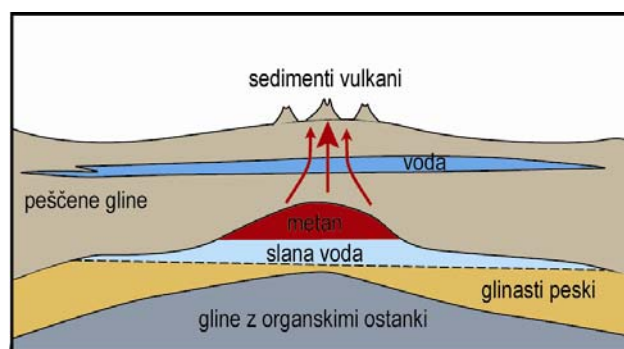
2.6 Muljasti vulkani - Vulcanelli di Macalube

V kraju Vulcanelli di Macalube se južno od kraja Aragona, okoli 15 km severno od Agrigenta, nahaja poseben geološki pojav, sedimentni muljasti vulkani (angl. *mud volcanoes*; slika 2.18), ki so sedimentnega in ne vulkanskega nastanka. Opisal jih je že Platon, ime pa izhaja iz arabske besede *maqlub*, ki pomeni obrniti oz. zmešati (torej gre za "zemljo, ki se obrača"). Nastanejo zaradi izhajanja plinov plitvo pod površjem v nevezanih sedimentih. V višino lahko "vulkani" dosežejo dva metra, topografija pa se spreminja, saj jih lahko uniči že močnejši nalive. Proces poteka z izhajanjem metana, ki se nabira pod površjem, njegov izvor pa je verjetno zaradi razpada organske snovi v glinah (slika 2.19). Ker se na tem območju nahaja podtalnica plitvo pod površjem med slabo prepustnimi glinastimi plastmi, prihaja metan pod visokim tlakom, pomešan z vodo in nevezano glino, v manjših ali večjih izbruhih na površje (www.macalife.it). Območje je zaščiteno kot naravni rezervat (koda rezervata ITA040008).



Sl. 2.18 Blatni vulkani - Vulcanelli di Macalube (foto: T.V.)

Muljaste vulkane gradijo stožci mulja, ki dosežejo višino tudi do 2 m. Iz odprtine v sredini stožca (kraterja) bruhajo mulj, pomešan z vodo in metanom, ki kot muljasti (blatni) tok (ekvivalent lavinem toku) teče po pobočjih stožca (vulkana) in se izliva v okolico. Zaradi slabe kohezije, ki je posledica velike količine vode, so vulkani oz. muljasti stožci zelo nestabilni in jih lahko uniči že močnejši naliv. Območje z muljastimi vulkani se nahaja nad antiklinalno strukturo, ki predstavlja strukturno past, v kateri je akumulacijo metana. Zaradi plitvega nadkritja in visokega tlaka, pod katerim se nahaja metan v antiklinalni strukturni pasti, ta uhaja iz plinskega nahajališča in prodira skozi plasti mulja in peska v krovlini. Pomešan z vodo iz zgoraj ležečega vodonosnika (slika 2.19) utekočini mulj, ki se dviga in prodre na površini v manjših in večjih izbruhih, kjer se oblikujejo muljasti stožci ("vulkani").



Sl. 2.19 Shema nastanka Vulcanellov. Prevod: *Argille sabbiose* = peščene gline, *Gas naturale* = naravni plin, *Acqua salata* = slana voda, *Sabbie argillose* = glinasti peski, *Argille con resti di animali* = gline z ostanki živali. Vir: informacijska tabla v parku.

2.7 Etna

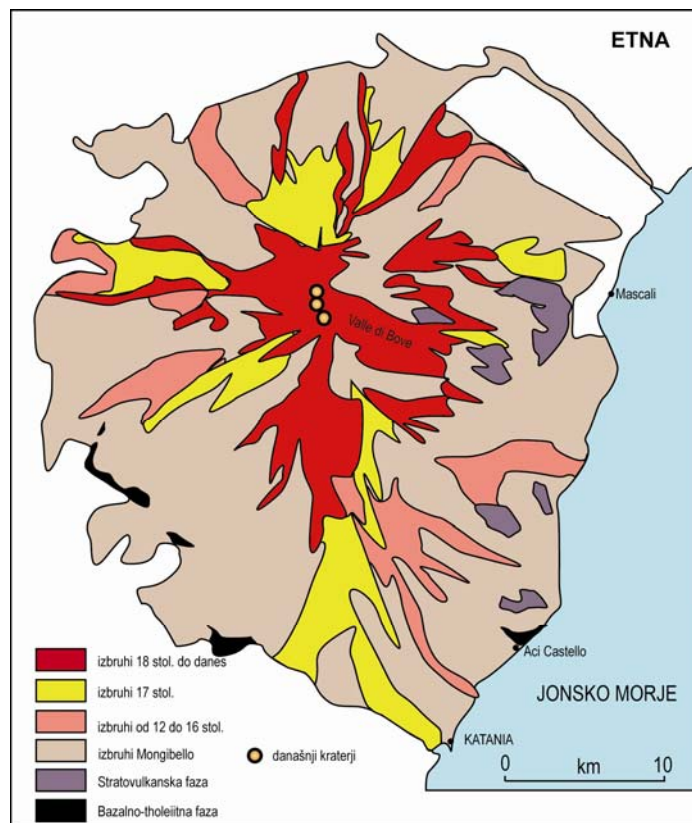
Etna (slika 2.20) je največji aktivni stratovulkan v Evropi in dosega nadmorsko višino 3323 m ter pokriva površino približno 1260 km². Nahaja se na vzhodu Sicilije v neposredni bližini Katanije, drugega največjega mesta Sicilije. Ime Etna izhaja iz grščine *Aitnē* (Aitna je bila nimfa, ki jo je zapeljal Zeus). Siciljanci ji pravijo tudi Muncibeddu (lepa gora), medtem ko jo Arabci imenujejo *Jebel Utlamat*, (ognjena gora). Etna je eden izmed najbolj aktivnih vulkanov na celotnem planetu. Kot pove že pester nabor imen, ki jih od zgodovinskih časov pa do danes nosi Etna, je ognjena gora že od nekdaj burila duhove in domišljijo narodov, ki so živeli v njeni bližini. Resnejše geološke raziskave so se začele v prvi polovici 19 stoletja. V tem času so

znanstveniki izdelali prve geološke karte vulkana in poizkušali razložiti njegov nastanek in zgodovino delovanja. Obsežne geološke raziskave vulkana potekajo še danes.



Slika 4.20 Pogled na Etno

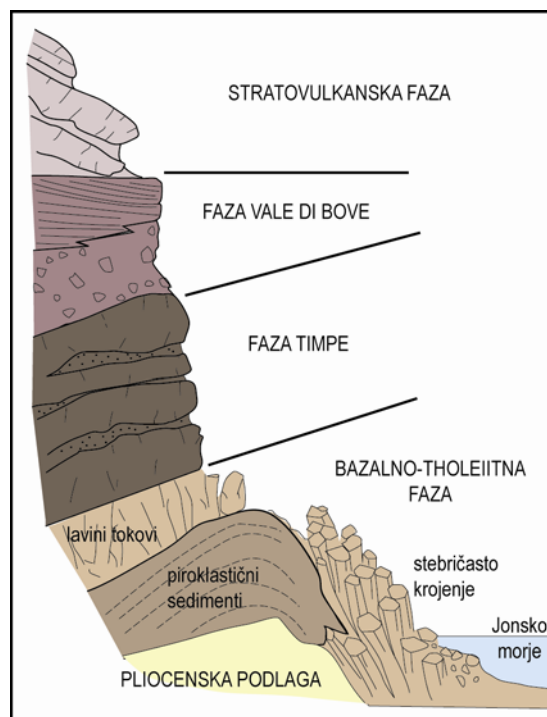
Danes je Etna stratovulkan (slika 2.21), zgrajen iz stožcev, ki sledijo ozko določenim eruptivnim osem. Magme Etne se dvigujejo iz plašča v močno razpokano kontinentalno skorjo. Etna se namreč nahaja prav na stiku dveh pomembnih regionalnih prelomnih sistemov v smereh SSZ-JJV (Hiblejsko-Malteška linija)) ter SSV-JJZ. Pod vulkanom, na globini 15 - 20 kilometrov, obstaja sistem razpok, ki so zapolnjene z magmo. Magma se nato dviguje v višje dele, kjer se v manjših ognjiščih ustavi in diferencira. Od tu naprej pa magma prihaja na površje v različnih kraterjih.



Sl. 2.21 Geološka karta Etne (po Guest et al., 2003)

Geološki razvoj Etne

Podlago vulkanskim kamninam Etne tvorijo zgodnje do srednje pleistocenske laporaste gline, ki so nastajale v plitvem morskem zalivu, ki je obsegal celotno območje današnje Etne. Evolucijo vulkana od njegovega začetka pa do danes lahko razdelimo v 4 faze. Od najstarejše do najmlajše si sledijo Bazaltno tholeiitna faza, faza Timpe, faza Valle di Bove in recentna Stratovulkanska faza (slika 2.22).



Slika 4.22 Prerez skozi Etna faze

Bazaltno tholeiitna faza predstavlja najstarejšo fazo vulkanskega delovanja Etne in jo predstavljajo 580.000 do 260.000 let stare kamnine. Najstarejše (580.000 let) so olivinsko tholeiitne podmorske lave, ki so se izlivala iz razpok na morskem dnu. Danes najdemo te kamnine ob obali Ionskega morja v okolici mest Aci Castello, Aci Trezza in Ficarazzi ter na Kiklopskih otokih. Kiklopski otoki, ki se nahajajo v bližini mesta Aci Castello predstavljajo geološko posebnost tega območja. Tu namreč izdaja magmatsko lakolitno telo, ki je bilo vtisnjeno v pleistocenske gline do globine nekaj 100 m. Lakolitno telo je predstavljalo izvor lave za najstarejše podmorske izlive blazinastih lav in nastanka hialoklastitov, ki pa jih najdemo v Aci Castelli in okolici. Sledilo je približno 200.000 let zatišja, ki jih označuje intenzivno dvigovanje celotnega ozemlja. Naslednje erupcije (pred 320.000–260.000 leti) so se z nespremenjeno sestavo magme tako odvijale na kopnem. Danes najdemo te kamnine predvsem v jugozahodnem delu, vendar so primarno pokrivala mnogo večje površje.

Faza Timpe predstavlja prehodno fazo, ki se je začela pred 220.000 leti in končala pred 140.000 leti. Etno je v tem času predstavljal manjši ščitast vulkan, ki se je nahajal v bližini obale Ionskega morja. Erupcije so se v tem času genetsko povezane z Timpe prelomnim sistemom, ki je potekal SSZ-JJV smeri. Lava je bruhala ob razpokah in je sčasoma spreminjala sestavo od začetne tholeiitne do alkalne (z vsemi zveznimi prehodi). Lave so bogate z mafičnimi nodulami in fenokristali. Timpe fazo tako predstavljajo lavinski tokovi, ki so mestoma prekinjeni z piroklastičnimi sedimenti. Redkeje pa v tem času najdemo tudi posamezne erupcije, ki niso vezane na prelomni sistem. Te se nahajajo v spodnjih delih južnih pobočij Etne. Fazi Timpe je sledilo 20.000 let dolgo časovno zatišje. Omenjene kamnine so ponekod močno zglačene in erodirane, drugod pa so Timpe lave prekrile z debelimi konglomerati in brečami (do 160 m).

Faza Valle di Bove predstavlja velik premik eruptivnih centrov proti zahodu na območje depresije Valle di Bove na vzhodnem delu Etne. Najstarejše vulkanske kamnine na tem območju so stare 120.000 let. To fazo predstavlja več stratovulkanov, ki so bruhali v različnih časovnih obdobjih in prekrivajo eden drugega. Najstarejša sta stratovulkana Tarderina in Rocche, vendar pa je najpomembnejši vulkan te faze Trifoglietto. Vulkanske kamnine te faze so izlivi trahandezitnih avtoklastičnih lav, ki se menjujejo z vulkanskimi sedimenti

odloženimi s piroklastičnimi tokovi in laharji (vulkanski drobirski tokovi, sestavljeni iz piroklastičnega materiala z visoko nasičenostjo vode), kar kaže na menjavanje efuzivnih in eksplozivnih erupcij. Načeloma je v spodnjem delu faze Valle di Bove več lav, v vrhnjem delu pa celotno sekvenco prekrivajo piroklastiti s plovci bazične sestave (scoria), ki pripadajo najmlajšim stratovulkanom te faze starim okoli 60.000 let. Izbruhi omenjenih stratovulkanov so bili prekinjeni in so se večinoma tudi končali z zrušitvijo in nastankom kaldere.

Stratovulkanska faza je povzročila nastanek večjega dela današnjega stratovulkana in se je začela pred približno 60.000 leti, s premikom in stabiliziranjem eruptivnih centrov za 3 do 4 km severozahodno od starejših kraterjev na današnje mesto. V tej fazi nastane glavni stratovulkan Ellitico, ki predstavlja tudi večino današnje Etne. Ellitico je končal svoje vulkansko življenje pred približno 15.000 leti, ko so si v zelo kratkem času sledile štiri velike eksplozivne erupcije, ki so povzročile zrušitev vulkana in nastanek kaldere. Ob omenjenih izbruhih je nastala ogromna količina piroklastitov; ignibritnih tufov, vulkanski prah teh erupcij pa so našli celo v jezerskih sedimentih blizu Rima, ki je kar 800 km oddaljen od Etne. Danes so ostanki roba kaldere na višini 2850 metrov. Kaldera ima obliko elipse dimenzij 3,5 x 2,5 km.

Kmalu po nastanku kaldere se je začela najmlajša faza aktivnosti Etne, ki jo imenujemo Mongibello in traja še danes. Ime Mongibello je sestavljeno iz italijanske besede *monte* in iz arabske besede *jebel*, kar oboje pomeni gora. Kamnine Mongibello vulkanske faze so začele nastajati pred 14.000 let. Lava je prekrila kaldero, jo popolnoma zapolnila in se prelila preko nje in skorajda popolnoma so prekrile starejše izbruhe. Danes tako kar 85% površine Etne prekrivajo prav Mongibello vulkanske kamnine. Glavni Mongibello kraterji se nahajajo tako na vrhu kaldere Ellitico nad glavnimi vulkanskimi kanali, kakor tudi na pobočjih, kjer tvorijo takoimenovane parazitske stožce. Na vrhu potekajo večinoma erupcije strombolijskega tipa, medtem ko iz parazitskih stožcev večinoma prihajajo lavini tokovi. Parazitski stožci (slika 2.23) se pojavljajo na celotnem pobočju Etne od nadmorske višine 2800 pa do 300 m.



Slika 4.23 Parazitski stožci pri Rifugio Sapienza

Recentne Mongibello vulkanske kamnine so večinoma sestavljene iz lavinih tokov ter v manjši meri iz piroklastitov strombolijskega tipa. Ti v veliki meri gradijo le vrh Etne ter manjše stožce na pobočjih. Lave so predvsem bazaltne sestave in imajo zelo različno strukturo: od afirske do porfirske in vsebujejo veliko plagiklazov. Lave večinoma kažejo aa in valjasto morfologijo, medtem ko so pahoepahoe lave redke. Znotraj lavinih tokov se pojavljajo tudi prepleteni sistemi lavinih kanalov (lava tubes), po katerih lahko bazaltne lave potujejo tudi do 10 km daleč.

Izbruhi Etne v Mongibello fazi so večinoma efuzivni, vendar pa se pojavljajo tudi zelo eksplozivne erupcije iz kraterjev na samem vrhu Etne. Ena izmed največja se je zgodila leta 122 pr.n.št. in povzročila nastanek kraterja Cratere del Piano, ki predstavlja kar 2 km široko kaldero, v kateri danes nastaja nov vrh Etne.

V zadnjih 4000 letih se je vulkanska dejavnost Etne zelo povečala. Izračunali so, da je bilo v zadnjih tisoč let kar 100 erupcij na pobočjih Etne. V zadnjih 400 letih se je tako zgodilo 46 erupcij. Od 13. stoletja pa do danes je kar 60% območja Etne dosegel vsaj en tip izbruha (efuzivni lavin tok, piroklastični tok ipd.). Danes je aktivnost Etne ocenjena kot "zmerno nevarna", vendar je sodeč po zgodovini erupcij Etna še vedno v fazi povečane aktivnosti in resno ogroža gosto poseljena območja ob svojem vznožju.

Alcantara

Alcantara je 52 kilometrov dolga reka, ki izvira na zahodnem delu Sicilije v gorah Nebrodi, prečka severna pobočja Etne in se nato izlije v Jonsko morje v bližini mesta Giardini-Naxos. Ime Alcantara je arabskega izvora "*al-Qanṭarah*" in označuje most na omenjeni reki, ki so ga v rimljanskih časih zgradili Arabci. Reka je še posebej znana po soteski Gole dell'Alcantara (slika 2.24), ki jo je reka izdolbla v več kot 40.000 let stare stolpičaste bazalte Etne.



Slika 4.24 Kanjon reke Alcantara

Razvoj in rast vulkana Etna je namreč bistveno vplival na razvoj hidrografske mreže v njegovi okolici. Danes tako hidrografsko mrežo predstavljata dva vodotoka: na zahodni strani je to reka Simeto, na severni strani pa reka Alcantara. Vulkanska aktivnost Etne je povzročila drastične spremembe površja in s tem spreminjanje hidrografske mreže v zelo kratkem času, ker je še posebej vidno v evoluciji rečnega sistema Alcantare. Najstarejše vplive Etne na reko zasledimo že pred 170 – 100.000 leti, ko je bila Etna v Time in Valle di Bove eruptivni fazi. V tem času je južno porečje Alcantare predstavljalo morfološko bariero za različne vulkanske kamnine, ki so tako večinoma odlagale v dolini Valle di Bove. V tem času so rečno korito Alkantare dosegli je redki lavini tokovi, ki pa jih je reka relativno hitro erodirala. Glavni vpliv na sedanje stanje reke pa so imele mlajše erupcije, ki pripadajo stratovulkanski fazi v kateri se je razvil glavni stratovulkan Ellitico. V prvi fazi je reko dosegel le en lavin tok, ki mu je sledilo dolgo obdobje erozijo. Pred 25 do 20.000 leti pa je prišlo do povečanja aktivnosti vulkana in dolino Alcantare je doseglo vedno več lavinih tokov. Lavini tokovi so večinoma prihajali iz parazitskih stožcev na severovzhodni strani stratovulkana. V zadnjih 15.000 letih pa se je prav v sami dolini Alcantare odprla razpoka, skozi katero je začela pritekati lava. V večfaznih erupcijah je lava zapolnila kar 20km rečne doline in se razlila še 3km daleč v Jonsko morje. V zadnjih 7000 letih je dolino Alcantare doseglo le malo lavinih tokov in reka je v lavo hitro vrezala sotesko, ki jo danes poznamo pod imenom Gole dell'Alcantara. Vulkanske kamnine, ki so zapolnile dolino, danes opazujemo kot stebričaste bazalte. Stebričasti bazalti nastajajo z relativno hitrim ohlajanjem lave, ki poteka iz zunanjega dela navznoter. Bazalti se v zunanjem delu hitro strdijo, skrčijo in razpokajo v približno šestkotne stebriče (pojavljajo se tudi stebriči s 3 do 12 stranicami). Na obliko stebričev vplivajo tudi napetosti in tlaki znotraj bazaltnih izlivov. Stebriči se ponavadi razširjajo pravokotno na fronto ohlajanja. Stebriči niso enotni pač pa so razpokani. Te pravokotne razpoke imajo značilno konkavno-konveksno obliko.



Slika 4.25 Paleodolina, zapolnjena z lavo

Gora Etna predstavlja dober vir podzemne in površinske vode za oskrbo prebivalstva, saj je povprečna količina padavin 850–1200 mm, kar je bistveno več od povprečja ostalih predelov Sicilije (Palermo: 740 mm, minimalne vrednosti na jugu Sicilije pa so celo okoli 50 mm). Plasti lave so intenzivno razpokane (predvsem zaradi ohlajanje posameznih plasti lav), zato se v njih lahko infiltrira celo do 75 % padavin. Te vode nato zadenejo na manj prepustno podlago lavinih paleodolin (slika 2.25) in tvorijo vodonosnike. Zaradi velikosti Etne so skupne količine pretokov lahko zelo velike, izvir Fiumefreddo (v prevodu mrzla voda) na vzhodnem pobočju Etne ima tako pretok okoli 2.000 l/s. Velika količina padavin vpliva tudi na vegetacijo, ki je na tem delu Sicilije bujnejša kot drugje, velike količine v pomladanskem in poletnem času pa prihajajo od taljenja snega. Kanjon reke Alcantara na severnem delu Etne ima tako površinsko vodo skozi celo leto in ne presuši.

V času preučevanja klimatskih sprememb in vpliva CO₂ na ozračje je zanimiv podatek, da je Etna največji naravni vir CO₂ na svetu, okoli 35.000 ton/dan, kar je 10x več kot vulkan Kilauea na Havajih.

2.7.1 Legende, vezane na vulkanizem Etne

Nastanek Etne je po grški mitologiji vezan na dvoboj med Zeusom in Tifonom. Mitološka pošast Tifon je bil najmlajši sin Gaje in Tartara, upodobljen kot stoglava pošast s sto ognjenimi jeziki in očmi. Ker je Zeus premagal in iz Olimpa izgnal titane, ga je mama Gaja napotila ubiti Zeusa. Po težki in izenačeni bitki je Zeus premagal Tifona in ga stlačil v Etno oz. je po drugi varianti nanj vrgel Etno. Ime Tifon izvira iz grške besede *tifein* (*kaditi se*), kar lahko poleg ognjenega boja seveda pripišemo vulkansemu delovanju Etne.

Druga legenda je vezana na enooke velikane oz. kiklope. Izvor legende izhaja iz številnih lobanj manjših pritlikavih slonov *Elephas mnadriensis* in *Elephas falcomeri*, ki so v obdobju med 500.000 in 200.000 leti zaradi evstatičnih nihanj migrirali na območje Sicilije. Na te najdbe je vezana legenda o Polifemu, ki ga je oslepil Odisej. Lobanje imajo namreč na sprednjem delu večjo vdolbino za rilec, ki so ga stari narodi interpretirali kot vdolbino za eno oko. Zaradi njihove velikosti so jih pripisali gigantom.

Nadaljevanje legende je prav tako vezano na geologijo. Oslepeni Polifem je namreč nato za bežečim Odisejem metal skale, da bi zadel njegovo ladjo. To se je dogajalo na vzhodni obali Sicilije, pod Etno. Dejansko so ob tej obali med Catanio in Taormino v morju večji bazaltni bloki, imenovani "kiklopske skale" (ital. *Isole dei Ciclopi*). Metanje skal seveda predstavlja padanje blokov in vulkanskih bomb ob izbruhih lave iz Etne.

Tretja legenda, vezana na geologijo, pa govori o pastirju Acisu (grško: *Acis*), ki je živel v reki ob Catanii in se je zaljubil v nimfo Galateo. Ker pa je bil v isto nimfo zaljubljen tudi Polifem, je nekega dne vrgel skalo na Acisa, ko sta z Galateo sedela ob morju. Po milosti bogov so ga ti spremenili v tekočo podzemno reko, da se lahko še vedno ob obali dobiva z Galateo. Geološka razlaga je tudi v tem primeru enostavna, saj so razpokane plasti lave v okolici Etne dober vodonosnik, poleg tega pa se voda lahko v večji količini pretaka tudi po lavinih kanalih (angl. *lava tubes*) ter izliva v morje. Takih izvirov je na obali pod Etno precej, veliko pa je tudi krajev, katerih imena se začnejo s predpono Aci-, npr. Acitrezza, Acireale in Aci Castello.

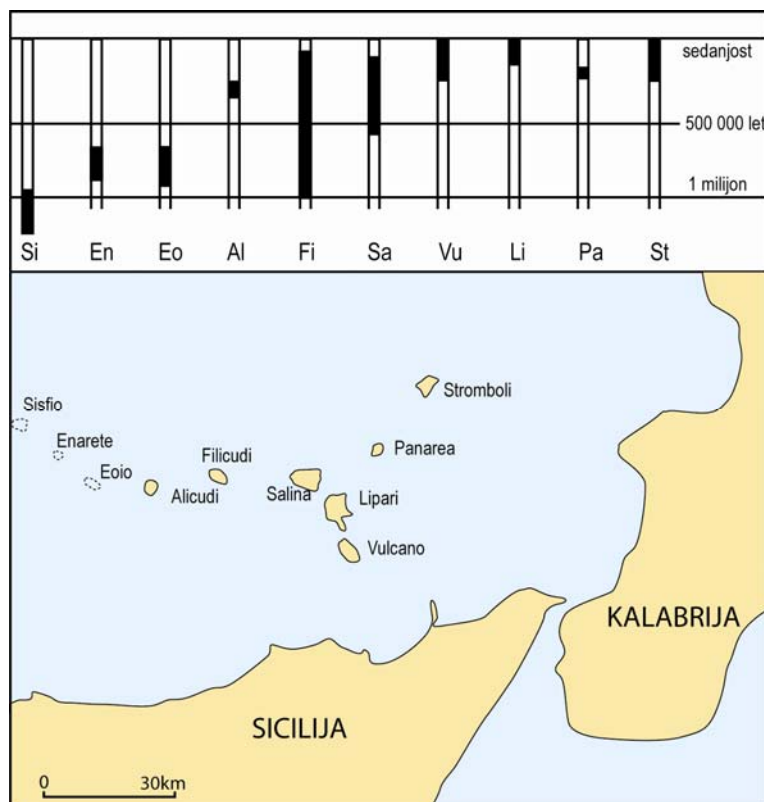
Literatura

- Agnesi, V., Di Patti, C., Truden, B., 2007. Giants and elephants of Sicily. In: Piccardi, L., Masse, W.B. (eds). *Myth and Geology. Geological Society of London, Special Publications*, 273, 263–270.
- Beccaluva L., Bianchini G. & Siena F. (2004) Tertiary-Quaternary volcanism and tectono-magmatic evolution in Italy. V Crescenti V., D'Offizi S., Merlino S. & Sacchi L. (eds). *Geology of Italy. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC32 Florence-2004*, 153-159
- Branca S., Coltelli M. & Gropelli G. (2004) Geological evolution of Etna Vulcano. *Geophysical monograph*. vol. 143, 49-63
- Peccerillo A. (2003). Plio-Quaternary magmatism in Italy. *Episodes*. vol. 26, no.3, 222-226.
- Romolo R. (1982) Succession of the volcanic activity in the Etnean area. *Mem. Soc. Geol. It.*, vol. 23, 27-48.
- Rust, D., Kershaw, S., 2000. Holocene tectonic uplift patterns in northeastern Sicily: evidence from marine notches in coastal outcrops. *Marine Geology*, 167, 105–126.
- Santacroce R., Cristofolini R., La Volpe L., Orsi G. & Rosi M. (2003) Italian active volcanoes. *Episodes*. vol. 26, no.3, 227-234

2.8 Eolski otoki

Eolski otoki (slika 2.26), imenovani tudi Liparski otoki po največjem otoku, imajo kljub vulkanskemu nastanku ime po grškem bogu vetra Aeolu, ki naj bi bil nastanjen na Lipariju. Pripadajo magmatski provinci Eolskega otočnega loka in naj bi predstavljali orogene nize, povezan s subdukcijo. Delijo se na zahodni, centralni in vzhodni sektor. Zahodnemu pripadajo najstarejša otoka Alicudi in Filicudi. Njuna starost je od 1,3 milijona let do 30.000 let. Centralnemu sektorju pripadajo Salina, Lipari in Vulcano, ki so bili aktivni od 400.000 let do danes. Zadnji izbruhi so bili na Lipariju leta 580 n. št., na Vulcanu 1890 in na Salini pred okoli 13.000 leti. Vzhodni sektor sestavljata Panarea in Stromboli, ki so aktivni od 800.000 let dalje. Recentno vulkansko aktivnost so ugotovili tudi na območju severnovzhodno od Palerma proti otoku Alicudi, v globini okoli 1500 m. Tam se je namreč septembra 2002 zgodil potres, ki mu je tri ure kasneje sledilo pretrganje komunikacij preko optičnega kabla Palermo-Rim. Po pregledu kabla so ugotovili, da so konci požgani, z modelirano temperaturo precej preko 700 °C, kar razlagajo s podmorskih izbruhom lave, ki je prekrila okoli 3 km kabla.

Razlage nastanka otokov so različne; tako naj bi bili otoki klasični otočni loki, vezani na subdukcijo Jadransko-Apulijske mikroplošče pod Evropsko. Po drugih ugotovitvah naj bi bil njihov nastanek bolj zapleten, in poleg subdukcije vezan tudi na različne sisteme prelomov. Na območju otokov se namreč pojavljajo tri večje tektonske strukture, prva v smeri NW-SE (otoki Filicudi, Alicudi in zahodni ugasli podmorski vulkani Sisifo, Enarete in Eolo), druga v smeri NE-SW (otoka Panarea in Stromboli) in tretja v smeri NNW-SSE (otoki Salina, Lipari in Vulcano; slika 2.26). Slednja tektonska struktura se nadaljuje preko teh otokov, seka Sicilijo pri Milazzu in se nato preko Etne nadaljuje proti severni obali Afrike kot Malteška stopnja. Ob tem prelomu je vertikalni premik izreden, okoli 3 km. Na Siciliji se pojavi kot sistem Timpe prelomov. Na Eolskih otokih je ob prelomu premik predvsem desnozmichen in zamika Eolske otoke za okoli 6 km. Verjetno gre za kombinacijo obeh faktorjev, saj so otoki Salina, Lipari in Vulcano nanizani vzdolž tega sistema prelomov in torej pravokotno na pričakovano smer raztezanja otočnega loka (E-W).



Sl. 2.26 Eolski otoki in njihova starost (po Guest et al., 2003)

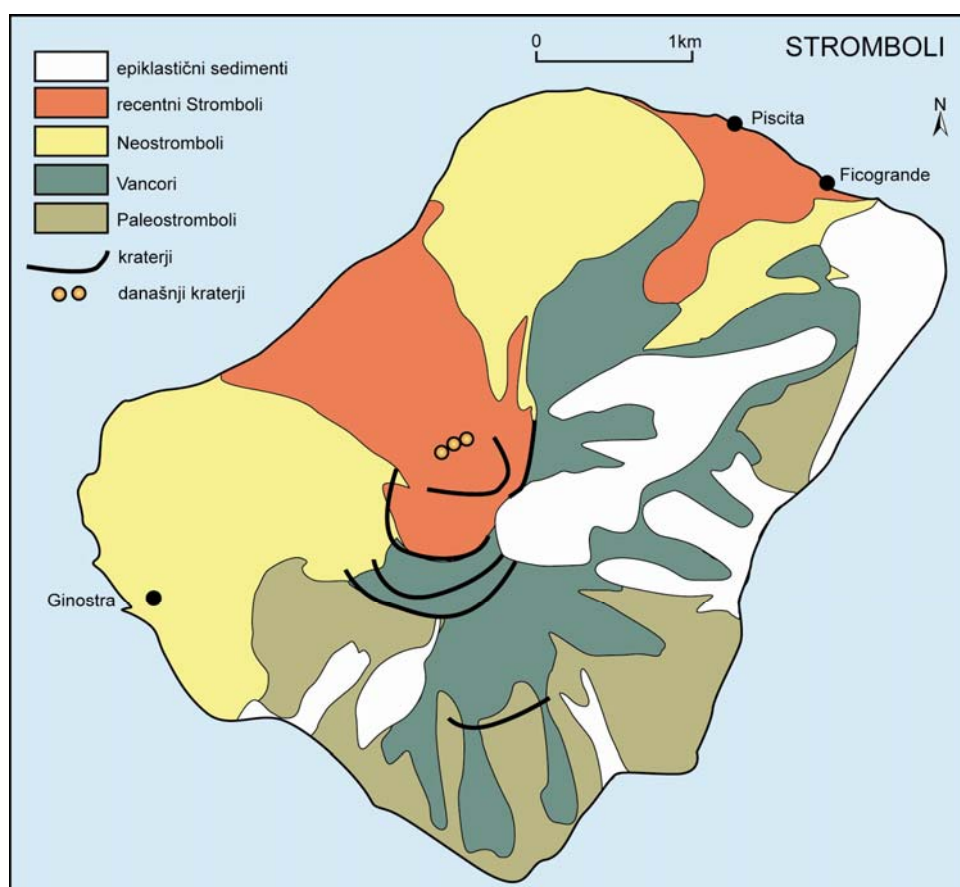
2.8.1 Stromboli

Otok Stromboli (sliki 2.27 in 2.28) najbolj ustreza klasičnim predstavam o vulkanu, saj je stožčaste oblike ter redno bruha lavo. Zaradi svoje redne in pogoste aktivnosti in vidljivosti je dobil ime svetilnik Mediterana. Vulkan je visok okoli 3000 m, vendar se nad morsko gladino dviga le njegov 924 m visok vrh Vancori. Površina nadmorskega dela znaša le 4 % celotne površine. Aktivnost se je začela pred okoli 200.000 leti. Zanimivo je, da prvi vulkan, ki se je dvignil nad morsko gladino, danes ne sestavlja otoka Stromboli. Ostanki prve aktivnosti so vidni v nekdanjem ohranjenem vulkanskem žrelu, ki tvori manjši otok (oz. morsko čer) Strombolicchio (sliki 2.29 in 2.30), okoli 1,5 km severno od Strombolija. Centralni del, ki predstavlja vrat vulkanskega žrela iz bazaltov, je še ohranjen, manj trdno lavo in plasti pepela pa so že erodirane. Stromboli je tipičen stratovulkan, ki je sestavljen iz več plasti lave in vulkanskega pepela. Redki so tudi izdanki dajkov in sillov, ki so vidni na erodiranih pobočjih. Tipične so pogoste eksplozije, ki nastanejo zaradi večjih količin vključenih plinov. Njegova pobočja so relativno strma.



Slika 4.27 Stromboli - Sciara del fuoco

Po aktivnosti delimo nastanek Strombolija v štiri periode: Paleostromboli (100.000-35.000 let), Vancori (?25.000-13.000 let), Neostromboli I, II in III (13.000-5.000 let) in recentni Stromboli (5.000 let-danes). Del, ki je danes nad morsk gladino, je nastal torej šele pred 100.000 leti.

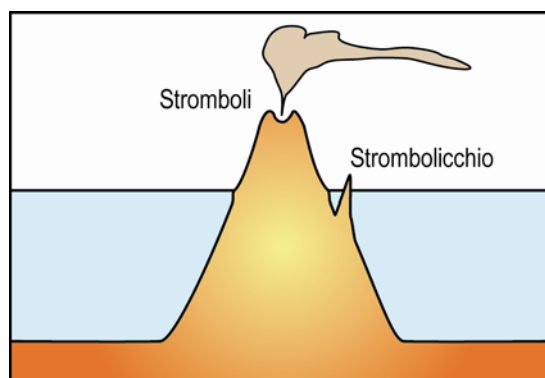


Sl. 2.28 Geološka karta Strombolija (po Guest et al., 2003)

Po redni vulkanski aktivnosti na Stromboliju, za katerega so značilne pogoste eksplozije, je dobil ime tudi tip vulkanizma - strombolski tip vulkanizma (angl. *Strombolian activity*). Zanj so karakteristični kratkotrajni (nekajsekundni) eksplozivni izbruhi lave, pri katerih lahko bloke kamnin in vulkanske bombe lave bruhne do nekaj sto metrov visoko, pojavljajo pa se tudi bolj plinski in pepelnati izbruhi. Večji izbruhi so se v zadnjih 10 letih pojavili dvakrat do trikrat na leto. Občasno (povprečno na vsake štiri leta) prihaja tudi do efuzivnih izbruhov, počasnih izlivov lav (zadnji večji aprila 2003). Izbruhi se pojavljajo v dokaj rednih intervalih na okoli 10-20 minut in trajajo nekaj sekund. Izbruhani kosi kamnin lahko dosežejo velike razdalje; pri zadnjem večjem izbruhu leta 2003 so metrski bloki padali na vas Ginostra na SW delu otoka, udarni val pa je razbijal okenske šipe. Največja zabeležena erupcija je bila 11.9.1930, ko se je oblak z eruptivnim materialom dvignil 4 km visoko za 30 minut. Sestava lave je tipična za otočne loke ter je kalcijsko-alkalna do K-alkalna, kamnine pa so v glavnem andeziti, bazalti in šošoniti. Med plini prevladuje voda (3.200-6.300 ton/dan), nato CO₂ (2.900-5.800 ton/dan), SO₂ (400-800 ton/dan) ter HCl in HF.

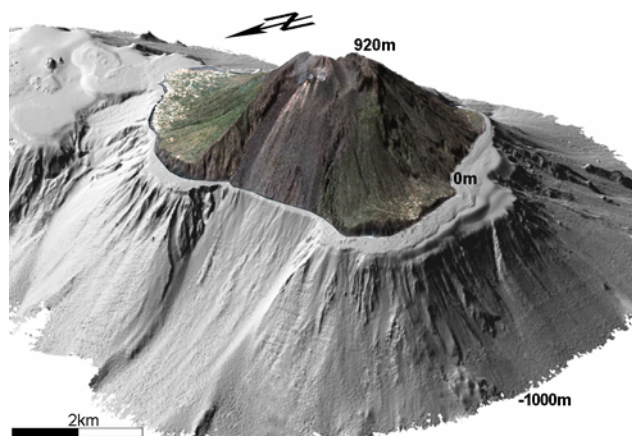


Sl. 2.29 Strombolicchio (foto: T.V.)



Sl. 2.30 Stromboli in Strombolicchio

Aktivni izbruhi potekajo na nadmorski višini 700 m v osrednjem delu otoka, izbruhan material pa se kopiči na severnem pobočju na območju plazenja piroklastičnega materiala in lave, imenovanem *Sciara del fuoco* (v prevodu "ognjena cesta", ime izhaja iz arabske besede *sharia*, ki pomeni stezo oz. cesto). V pobočju se je izoblikovala večja depresija podkvaste oblike, ki se razteza skoraj od vrha otoka do morske gladine. Ob vrhu je ozka, navzdol pa se širi in je ob morski gladini široka okoli 1 km. Naklon pobočja je 40–45°, kar je ravno na meji stabilnosti. Današnjo obliko je *Sciara* dobila ob večjem podoru pred okoli 5.000 leti. Ta se nadaljuje še do 1700 m globoko pod morjem (slika 2.31). Njen nastanek je verjetno vezan tako na sisteme prelomov kot na sesedanje materiala. Ker je material na območju izbruhov nevezan in se nenehno kopiči, prihaja do večjih plazenj. Plazenja materiala potekajo večinoma podmorsko, zato se ob njih pojavljajo tudi cunamiji. Zadnji cunami se je pojavil 30.12.2002. Večji izbruh lave (28.12.2002) je trgal starejše sedimente, dva dni za izbruhom pa se je sprožil plaz. Ta je povzročil okoli 10 m visok cunami, ki je poplaval vas Stromboli, dosegel pa je tudi obale Kalabrije, Kampanije in Sicilije. Raziskave kažejo, da lahko plazovi povzročajo cunamije celo višine do 50 m (minimalno 10 m) v času petih minutah po splazitvi. Zaradi odbojev valov pa se cunamiji lahko ponavljajo. Poleg izbruhov lave torej predstavljajo ti cunamiji največjo ogroženost prebivalstva. Večji izbruhi so trajali do julija 2003, od takrat dalje ima vulkan relativno mirne izbruhe.



Sl. 2.31 3-D model Strombolija, vidno je nadaljevanje Sciare del fuoco pod morjem (Chiocci et al., 2008)

2.8.2 Lipari

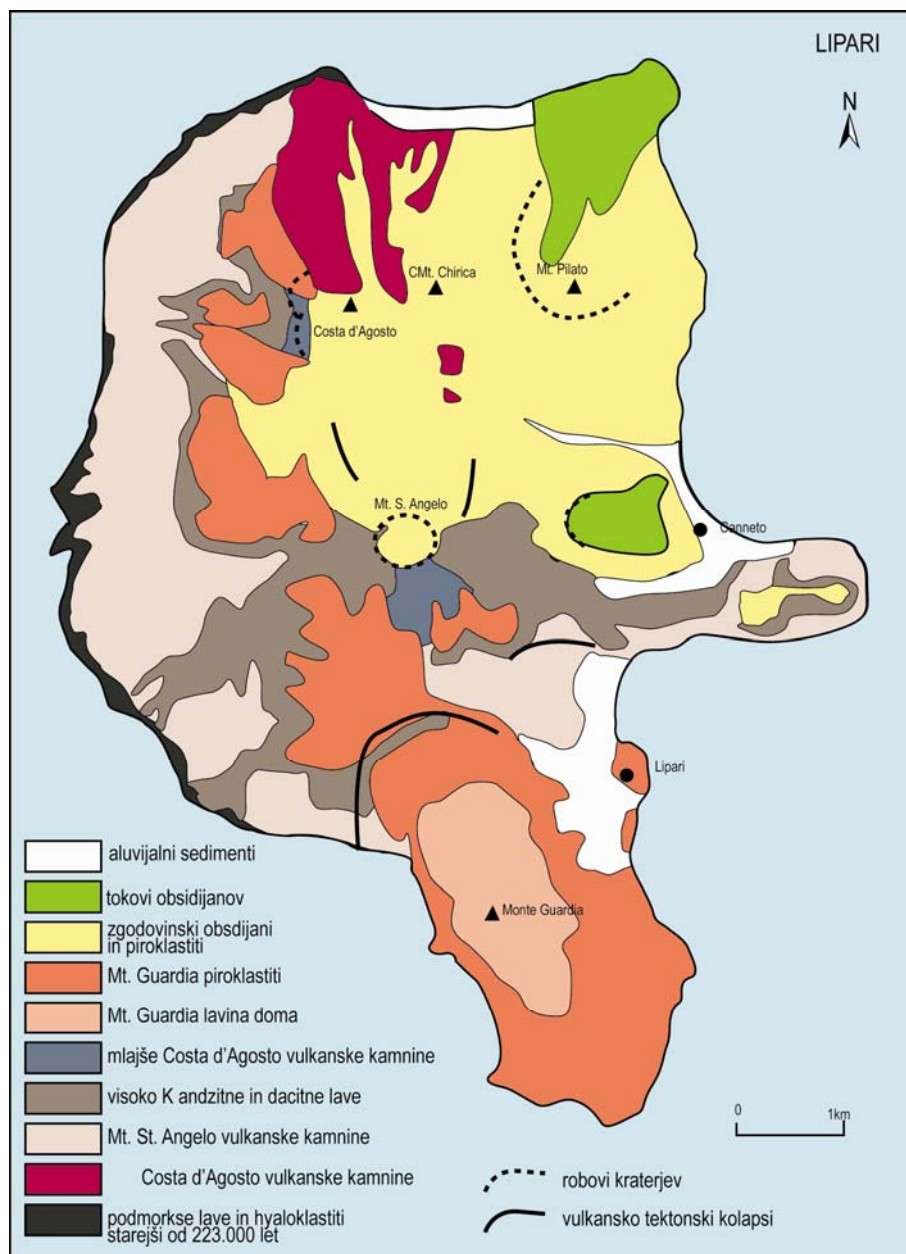
Otok Lipari (slika 2.32) je najbolj naseljen in ima centralno lokacijo v Eolskem arhipelagu. V primerjavi z ostalimi otoki ima tudi zelo pestro geološko sestavo. Najstarejše vulkanske kamnine so stare okoli 223.000 let. Podobno kot Stromboli se tudi Lipari dviga okoli 2000 m nad morskim dnom, najvišji vrh pa dosega višino 602 m nad gladino morja. Nastanek otoka se deli na tri obdobja:

1. pre-Tirenska faza, 220.000–124.000 let. Za to je značilna močna vulkanska aktivnost, ob kateri sta se izoblikovala Paleolipari enota (najstarejši sedimenti scorie, lavinih tokov in piroklastitov kalcijsko-alkalne bazaltno-andezitne sestave, prisotni večinoma na zahodni obali) in sintema (angl. *synthem*) Piano grande (lava in piroklastiti, bolj bazaltne sestave, prisotni na centralnem delu otoka). *Sintema* oz. *sintem* je definirana kot kronostratigrafska enota, ki predstavlja z diskordanco omejeno regionalno telo sedimentov, nastalo v sedimentacijskem ciklu, ki je nastal kot posledica sprememb v gladini morske vode ali tektonike.

2. Tirenska faza, 124.000–81.000 let. Za to so značilna visoka stanja morske gladine, ki so povzročila odlaganja morskih konglomeratov, peskov in nastanek morskih teras. konglomerati so debeli okoli 2 m, največ pa celo do 25 m na zahodnem delu otoka. Faza se deli na tri sinteme (Scoglio Le Torricelle, Bruca in Fontanelle), v vseh pa so se pojavljali vulkanski izbruhi.

3. post-Tirenska faza, od 81.000 let do danes. V tem času je bila morska gladina večinoma nižja kot danes, zato je za to obdobje značilna morska erozija. Tudi v tej fazi je bilo več vulkanskih izbruhov, ki se delijo na sintema Valle Muria in Vallone fiume bianco. Kamnine prve sinteme so lepo vidne v izdankih na gori Mt. Guardia.

Sestava magm se je s časom spreminjala; postajale so vedno bolj kisle. Najstarejše magme so bazaltne in bazaltno-andezitne sestave, sledile so andezitne, najmlajše pa so riolitne magme.



Sl. 2.32 Geološka karta Liparija (po Guest et al., 2003)

V okolici gore Mt. Guardia (slika 2.33) so vidni subhorizontalni sedimenti *piroklastičnih tokov* - ignimbritov in *piroklastičnih valov* (angl. *surge*, ekvivalentni turbiditnim tokovom), pri katerih potuje piroklastični material skupaj s plini turbulentno v suspenziji. Piroklastični sedimenti so nastali v času med $22,600 \pm 300$ in $16,800 \pm 200$ leti, njihova debelina pa znaša do 50 m. V bazalnem delu so odloženi predvsem debeložrnati ignimbriti, prekriti z lapilnimi drobnozrnatimi tufi. Slednji so nastali s piroklastičnimi valovi. V tufih je ogromno vključkov obsidijana ter plovca različnih oblik in barv. Ti naj bi nastali z razpokanjem zaradi hidrotermalne aktivnosti, ko je z lavo prišla v stik voda. Danes vidni rioliti na južnem delu Liparija vsebujejo okoli 5 utežnih % vode. Njihov nastanek naj bi bil eksploziven in efuziven, razpokanje pa je povzročila hidrotermalna aktivnost oz. prisotnost vode. Magne naj bi izvirale iz globine 6–8 km.



Sl. 2.33 Mt. Guardia - piroklastični sedimenti (foto: M.U.)

Na NW delu otoka zahodno od kraja Castellaro so ob večjem prelomu v smeri N–S nastale aktivne fumarole, kjer je prišlo tudi do hidrotermalnih sprememb, predvsem do kaolinitizacije kamnin (slika 2.34), pretežno bazaltov in piroklastitov. Na prelom so vezani tudi termalni izviri v okolici Castellara. Fumarole imajo temperaturo do 95 °C, sestava njihovih plinov pa je večinoma vodna para z malo H₂S. Spremembe kamnin so bile dvofazne, najprej hidrotermalne in nato še zaradi fumarol. Na tem območju se nahaja rudnik kaolina (*Cava di Caolino*), ki so ga izkoriščali že stari Grki v času med 4. in 3. stol. pr. n. št. Kaolinit so uporabljali za keramiko in sarkofage. Omenjeni prelom predstavlja tudi zahodni rob kaldere Castellaro, v kateri so se pred okoli 100.000 leti zaradi zaježitve odlagali jezerski sedimenti (slika 2.35), istočasno pa je v jezero odlagal tudi piroklastični material.



Sl. 2.34 Hidrotermalno spremenjene kamnine v okolici Castellara (foto: M.U.)



Sl. 2.35 Fumarole in jezerski sedimenti (levo) na zahodnem delu Liparija (foto: T.V.)

Na severni in severovzhodni strani otoka so vidni izbruhi in tokovi obsidijana in plovca, ki so ju tudi izkoriščali v dveh kamnolomih (Acquacalda na severni strani otoka in Fiume Bianco pri kraju Porticelli (slika 2.36), na območju depresije *Fossa delle Rocche rosse*). Kamnoloma se nahajata na območju gore Mt. Pilato na NE delu otoka. Zadnja vulkanska aktivnost je bila leta 729 n. št., sedimenti pa so sestavljeni predvsem iz plovca in lapilnih bomb ter vulkanskega pepela v osrednjem delu sekvence. Plovec prekrivajo obsidijani, ki predstavljajo zadnji lavin izliv na tem območju.



Sl.2.36 Kamnolom plovca pri kraju Porticelli (foto: D.S.)

Poleg vulkanskih zanimivosti so na Lipariju vidne tudi številne morske terase (slika 2.37), ki so danes dvignjene nad morsko gladino. Te se nahajajo na treh različnih nivojih, in sicer na 43–45 m (I. red), 23–27 m (II. red) in okoli 12 m (III. red). Teraso so vidne predvsem na zahodni obali, le redke pa tudi na vzhodni. Njihova starost je bila določena glede na relativne odnose z ostalimi morskimi in vulkanskimi sedimenti ter z izotopi. Dvig ozemlja je ocenjen na okoli 0,34 mm/leto v zadnjih 125.000 letih. Zelo podobne vrednosti so dobili tudi za otoka Filicudi (0,31 mm/leto) in Salina (0,36 mm/leto), višje pa za Panareo (0,69–1,56 mm/leto). Nekateri deli

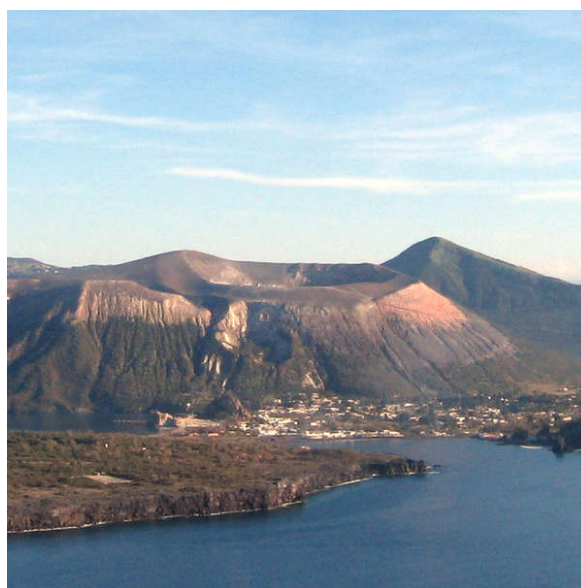
Liparija se nasprotno hitro pogrezajo (10 mm/leto), kar je vezano na lokalno neotektoniko, povezano z vulkanizmom. Splošen dvig Eolskih otokov je torej posledica tako vulkanizma in predvsem tektonskih dogajanj.



Sl. 2.37 Morske terase na zahodni strani Liparija (foto: T.V.)

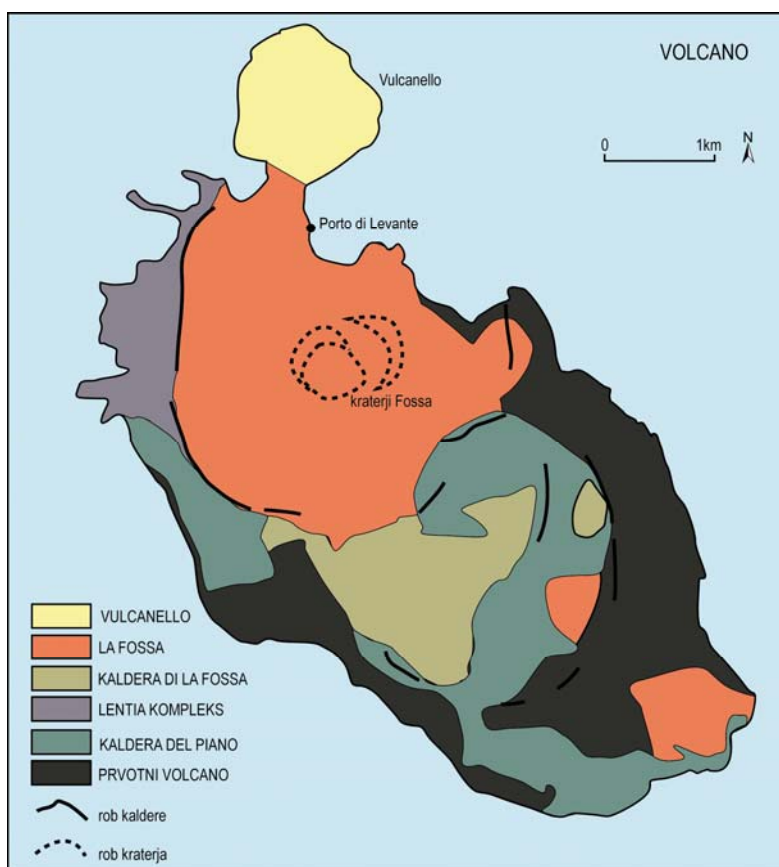
2.8.3 Volcano

Po otoku Volcano (sliki 2.38 in 2.39) so imenovani vsi vulkani. Nastanek otoka je potekal v štirih oz. po drugih avtorjih šestih fazah. Prvotni *Volcano* je nastal pred 120.000–100.000 leti, mlajši dogodki pa so oblikovali kaldere *Caldera del Piano*, *Caldera di la Fossa* in *La Fossa*, nato kompleks *Lentia* ter kot zadnjega *Vulcanello*. Po nastanku prvotnega Volcana je pred okoli 98.000–78.000 leti prišlo do zrušitve vrha in nastala je Caldera del Piano, ki je bila postopno zapolnjena z izlivi lave in piroklastiti. Danes je dno kaldere na višini 350 m. n. v., okoliški vrhovi pa okoli 500 m. Pred okoli 50.000 leti se je vulkansko-tektonska aktivnost premaknila proti NW in nastala je mlajša Caldera La Fossa. Med 24.000 in 13.000 leti je na severni strani otoka nastal Lentia kompleks, sestavljen iz kupol oz. dom magm kisle-riolitske do srednje-andezitske sestave. Pred 15.000 leti je prišlo do zrušitve teh vulkanskih kamnin, pri čemer se je izoblikoval zahodni del Caldere La Fossa.



Slika 2.38 Pokrajina Volcana.

Vulkanski stožec La Fossa v istoimenski kalderi je začel nastajati pred okoli 6.000 leti, zadnja erupcija pa je bila v letih 1888–90. Ta je tudi dala ime t. i. vulkansemu tipu erupcije, za katerega je značilno, da prihaja do posamičnih eksplozij relativno viskozne magme, ob tem pa nastajajo vulkanske bombe poligonalnih oblik, ki imajo površino s. t.i. strukturo krušne skorje (angl. *breadcrust surface structur*). Tako nastanejo eksplozivni izbruhi lapilov in vulkanskih bomb, vmes pa se nahajajo plasti pepela. Glede na vsebnost vode v pepelih oz. v prvotnih piroklastičnih tokovih se ti delijo na suhe in vlažne. Pri prvih je bila voda ob sedimentaciji prisotna kot pregreta para, pri drugih pa se je kondenzirala in vplivala na transport pepela. Zato so suhi pepeli bolj debelozmrti kot vlažni. Voda vpliva tudi na same erupcije, saj v prisotnosti vode magma eksplodira in povzroči t. i. hidromagmatske eksplozije. Ob eksploziji v letih 1888–90 je v kraterju nastala okoli 120 m debela plast piroklastitov. Piroklastične kamnine v kalderi La Fossa delijo v pet zaporedij, ki si sledijo od najstarejše do najmlajše: Punte Nere (3 erupcije), Tufi Varicolori (3 erupcije), Palizzi (3 erupcije), Commenda (2 erupcije) in Cratere Attuale (3 erupcije). Vulcanello je bil sprva ločen od glavnega otoka, kot polotok pa se je z njim združil med 3. stol. pr. n. št. in 16. stol. n. št.. Zadnji zabeleženi izbruh je bil leta 183 pr. n. št. Danes je vulkanska aktivnost v stožcu La Fossa omejena na fumarole. Te so v letih 2002–2003 dosegale temperature okoli 400 °C, največje pa so bile v letih 1992–1993, okoli 700 °C. Sestavljajo jih različni plini; CO₂, H₂S, SO₂, HF, HCl, B in Br.



Slika 2.39 Geološka karta Volcana (po Guest et al., 2003)

Zaradi recentne aktivnosti so veliko preučevali tudi potencialno ogroženost naselij na otoku. Glavno nevarnost predstavljajo predvsem piroklastični tokovi zaradi svoje hitrosti, debeline, visoke temperature in toksičnosti, razni kasnejši plazovi in cunamijski ter sedimentacija pepela in bomb. Pri suhih tipih tokov so drobni delci vedno v suspenziji in se odložijo šele takrat, kot tok izgubi hitrost. Pri vlažnih tipih tokov pa je drobnih delcev zaradi vsebnosti vode veliko več, zato se drobni delci v vrhnjih delih tokov lažje upirajo trenju ob turbulentnem toku ter potujejo mnogo dlje. Ti tokovi lahko dosežejo hitrosti tudi do 50 m/s. Modeli kažejo, da je severni, naseljeni, del otoka ogrožen predvsem zaradi teh tokov, saj zaradi omenjenih hitrosti ni možno pravočasno evakuirati prebivalstva.

Literatura

- Antonioli, F., Kershaw, S., Renda, P., Rust, D., 2004. Contrasting patterns of late quaternary tectonic uplift around the coastline of Sicily. *Field Trip Guide Book P10, 32nd International Geological Congress*, Florence, Italy, August 20–28, 2004, 22 pp.
- Chiocchi, F. L., Romagnoli, C., Tommasi, P., Bosman, A., 2008. The Stromboli 2002 tsunamigenetic submarine slide: Characteristics and possible failure mechanisms. *Journal of Geophysical Research*, 113, B10102, DOI: 10.1029/2007JB005172.
- de Rosa, R., Calanchi, N., Dellino, P. F., Lucchi, F., Rosi, M., Rossi, P. L., Tranne, C. A., 2004. Geology and volcanism of Stromboli, Lipari, and Volcano (Aeolian islands). *Field Trip Guide Book P42, 32nd International Geological Congress*, Florence, Italy, August 20–28, 2004, 30 pp.
- Decrée, S., Bernard, A., Yans, J., de Putter, Th., 2005. Poly-phase alteration history of the kaolinitized 'Cava di Caolino' volcanics (Lipari Island, southern Italy). *Clay Minerals*, 40, 153–165.
- Favali, P., De Santis, A., D' Anna, G., Di Sabatino, B., Sedita, M., Rubino, E., 2006. A new active volcano in the Tyrrhenian sea? *Annals of Geophysics*, 49, 793–800.
- Guest, J., Cole, P., Duncan, A., Chester, D., 2003. *Volcanoes of Southern Italy*. Geological Society, London, 284 p.
- Santacroce, R., Cristofolini, R., La Volpe, L., Osi, G., Rosi, M., 2003. Italian active volcanoes. *Episodes*, 26(3), 227–234.
- Tinti, S., Bortolucci, E., Romagnoli, C., 2000. Computer simulations of tsunamis due to sector collapse at Stromboli, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 96, 103–128.