

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM TERMÉSZETTUDOMÁNYI KAR

FÖLDRAJZ- ÉS FÖLDTUDOMÁNYI INTÉZET

Földrajztudományi Központ

Természetföldrajz Tanszék

**A Kis-Antillák aktív szigeteinek vulkanológiai vizsgálata
különös tekintettel a vulkáni törmeléklavinákra**

KOMLÓS DÁNIEL

Szakdolgozat

Témavezető: Dr. Karátson Dávid



BUDAPEST, 2013.

1. A szakdolgozat célkitűzése

Szakdolgozatom témájának megválasztásánál az elsődleges szempont egy vulkanizmus szempontjából ma is aktív terület kiválasztása és bemutatása volt, ahol a lemeztectonikai folyamatoknak köszönhetően emberi mércével is érezhető időn belül, a történelmi időkre visszanyúlva is a felszínt markánsan átalakító folyamatok játszódtak le.

E nagy volumenű jelenségek közül olyan folyamatot kerestem bemutatásra, mely időben gyorsan játszódik le és az emberiség megtelepedését és a jelenséggel való együttélését egy adott helyen erősen befolyásolják.

Kutatási munkám elindításában Sébastien Leibrandt, a saint-étienne-i Université Jean Monnet egyetem geológia tanszékének kutatója segített, aki közvetlenül a Kis-Antillák vulkáni törmeléklavináinak kiváló szakértőjéhez, Anne Le Friant professzor asszonyhoz irányított. A vulkáni törmeléklavinákról szóló első cikkeket Le Friant asszonytól kaptam, melyek nyomán sikerült mélyebbre ásnom a témában és a témához kapcsolódó szükséges szakirodalmat fellelni.

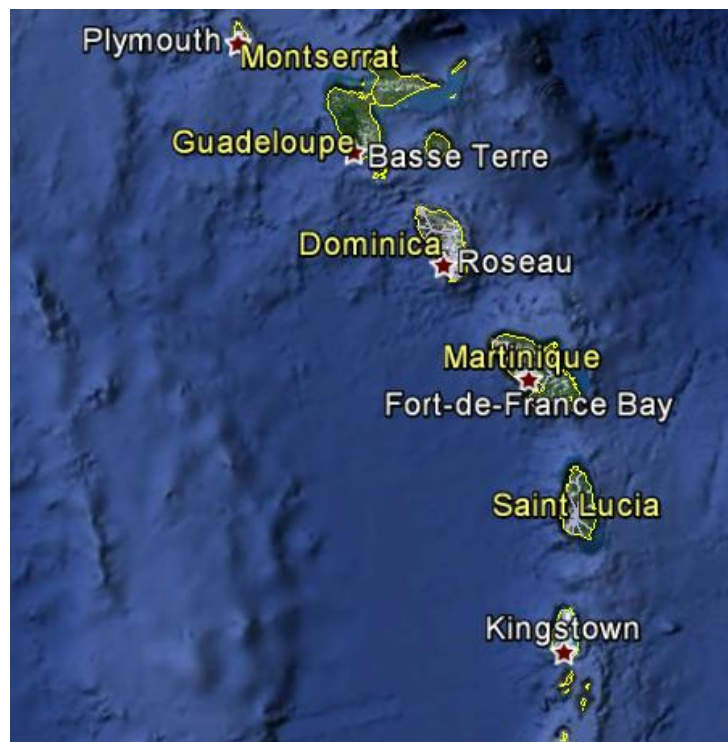
Munkámban a vulkáni törmeléklavinákra kívánok fókuszálni, mert a leglátványosabb vulkánlepusztulási folyamatok közé tartoznak. Közvetlen hatásuk a szárazföldön is és a szigetekvilág esetében a tengerfenéken is igen látványos. Közvetett hatásuk cunamik formájában jelentkezhet, melyek szintén a leglátványosabb és legnagyobb erejű felszínalakító folyamatok közé tartoznak.

Munkám célterületének a Kis-Antillák aktív láncát ideálisnak bizonyult. Montserrat szigetétől egészen Grenada kis szigetszágáig olyan területeket vizsgáltam, ahol a felszín döntő többségben a vulkanizmus kezdeti építő, majd az ahhoz kapcsolódó pusztító utófolyamatoknak köszönheti fejlődését.

2. Bevezetés

A Kis-Antillák szigetcsoportja karéjszerűen képez határt (1. ábra) a Karib-tenger és az Atlanti-óceán között. Az átlagosan 708 km² területű szigetek a nyugati hosszúság 12° és 18° meridián közti sávban mintegy 850 km hosszan húzódnak észak-déli irányban (BOUDON et al.,2003.).

Az angol szakirodalomban Lesser Antilles, vagy French West Indies-ként nevesített szigetláncolat a karibi térség többi részétől markánsan elkülönülve helyezkedik el. A 40 Ma óta kezdődött vulkanikus tevékenység az Atlanti-óceáni lemez szubdukciójának eredménye, mely a Karibi-lemez alá tart (bővebb hiv. MARTIN-KAYE 1969; BOUYSSSE et al.,1990). A szigeteket két csoportja oszthatjuk: az idősebb szigetek egy külső íven, keletebbre helyezkednek el, a kihunyó vulkáni felépítményeket sok helyen már karbonátplatformok borítják (BOUDON et al., 2003). Tőlük nyugatabbra, Dominika szigetétől délre egy 50 km széles Anegada-átjáróval kezdődően elválasztva, a 2900 m mély Grenadai-medence keleti szegélyén fekszik az általam vizsgált vulkanikusan aktív szárazulatok füzére.



1. ábra A Kis-Antillák miocén vulkáni láncának tagjai Monsterrat-tól St. Vincent-ig (Google Earth)

A tizenkét aktív tűzhányó működése körülbelül 20 Ma ezelőtt kezdődött és egyes szigetek (pl. Montserrat) esetében napjainkban is tart (BOUDON et al., 2003). Meg kell említenünk az egyetlen, mai is aktív tenger alatti vulkánt, a Grenada szigetétől 8 km-re északra található, a St. Vincent és Grenadine-szigetek utolsó tagját alkotó 1800 m magas Kick'em Jenny-t, mely 180 m-rel a vízszint alatt fekszik és a térség leggyakoribb kitöréseit produkálja 1939-es felfedezése óta (Univ. of the West Indies, Seismic Research Centre).

A táj szépségén, a vulkanizmus fiatalságán kívül a természeti katasztrófák nagy valószínűsége irányítja rá a közfigyelmet a Földnek e szegletére. Az aktív lemeztektonika a vulkanizmus folyamatos működését biztosítja. A tenger fölé magasodó vulkánok a gyakori földrengések és posztvulkáni folyamatok, mint például a vulkáni felépítmények belsejét átjáró hidrotermális oldatok miatt statikailag meggyengülnek és vulkáni törmeléklavinákat előidézve pusztulnak (KARÁTSON 2001). E jelenség a Kis-Antillák egy igen gyakori felszínformáló folyamata, mely a szárazulatok, és az azokat körülölelő self domborzatát jelentősen befolyásolja.

A közelmúltban több vulkáni törmeléklavina formálta a táj arculatát, általánosságban elmondható, hogy a kelet-karibi szigetvilág egyik legfőbb felszínformáló erői. Gyakoriságuk és látványosságuk egyedülálló. A kis alapterületű szárazulatok felszínét szembetűnően alakítják: új part menti törmelékkúpok formájában a szárazföld néhol gyarapszik, néhol viszont a tengerbe vész. A vulkáni törmeléklavinákkal foglalkozó szakirodalom nem csak a jelenség természeténél fogva szemléletes, hanem azok aktualitása miatt is.

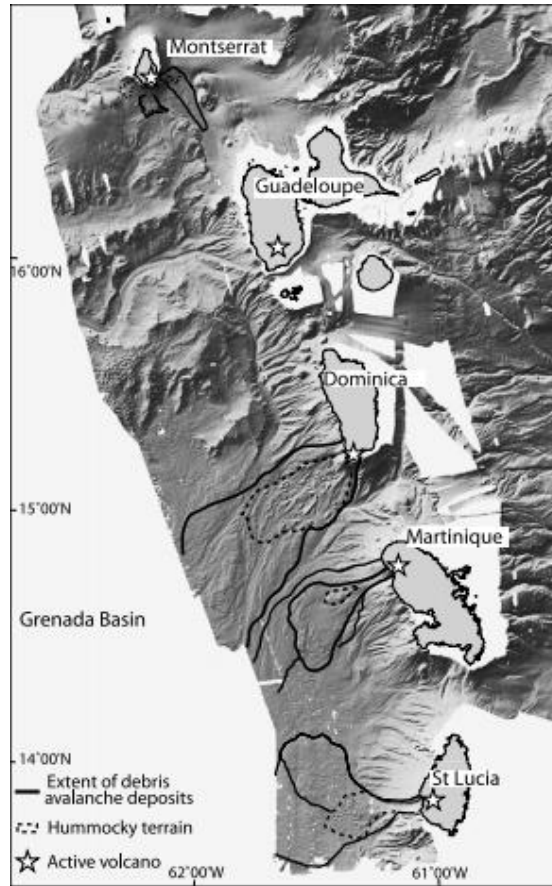
3. Vulkáni törmeléklavinák és nyomaik a Kis-Antillákon

A nagyobb vulkáni felépítmények: réteg- és pajzsvulkánok, lávadómcsoportok összeomlásának, a hatalmas törmeléklavinák lezúdulásának jelensége a Mt. St. Helens 1980. május 18-i kitöréséig nem kapott akkora figyelmet, mint napjainkban (KARÁTSON, 2001).

A vulkanológusok szeme előtt lezajló események eredményeként tátongó lópatkó alakú kaldera hirtelen magyarázatul szolgált Földünk számos vulkáni területének morfológiai kérdéseire.

A vulkánok kiváltó okai lehetnek a vulkáni felépítményt árjáró és gyengítő hidrotermális oldatok, aszimmetrikus fejlődés, mely statikailag kibillenti egyensúlyából a felépítményt (például parazitakúpok növekedése), magmatizmus hirtelen idő –és méretbeli változása (KARÁTSON, 2001). Létezik elmélet, mely a globális tengerszint-változással kíván magyarázatot adni e nagy erejű jelenségre. Kis szigetek esetében, -mint ahogy az általam vizsgált területek esetében is- az Utolsó Glaciális Maximum idején bekövetkezett tengerszint-csökkenés (akár -80-140 m) (bővebb hiv. BARD et al., 1990) esetén adott vulkánokat felépítő gyengén permeábilis kőzet belső pórusnyomása meghaladhatja a hidrosztatikus nyomás mértékét. Az vízszint egykori megléte alatti hidrosztatikus „támaszték” megszűntével a belső nyomás hatására tehát csökken a tűzhányó stabilitása (bővebb hiv. HUTCHINSON, 1986).

A Kis-Antillák szigetein szép számban található erre a jelenségre. Kis szigetek lévén kevés helyen lelhetőek fel a vulkáni törmeléklavinák (röviden VTL) jellegzetes dimbes-dombos, vagyis „hummocky” felszínű üledékei a szárazföldön. A lópatkó alakú kalderákban, vagy nem kitöréshez kapcsolódó vulkáni, vulkánközi mélyedésekben kezdődő eróziós pályák, az esetek döntő többségében a tengerbe nyúlnak (BOUDON et al., 2006). A bennük szállított anyag a tengerfenéken gyakran 50-60 km-re a parttól, akár több száz km² területen szétterülve helyezkedik el (1. ábra). A kelet-karibi térség tengerfenék-domborzatának tipikus morfológiája ez, melyre csak a az olyan geofizikai módszereken alapuló tengerfenék-feltérképezési kutatások után derült fény, mint például az AGUADOMAR 1988. decembere és 1989. januárja között (BOUDON et al., 2006).



2. ábra. A Kis-Antillák tengeri környezetének domborzati képe É 320°-ról megvilágítva. (BOUDON et al. 2007, 21.o.). Csillaggal jelölve az aktív vulkánok láthatók. A fekete vonal a VTL-k feltételezett maximális kiterjedését, a szaggatott vonalak a megablokkokkal tarkított üledékeket jelzik.

Északról dél felé haladva elsősorban többségben nyugatra, délnyugtra nyitott felépítményeket találunk. Nagyobb, 6-10 km átmérőjű depressziók jelenléte különösen a Guadeloupe, Dominika, Martinique, St. Lucia és St. Vincent szigeténél szembetűnő. Jellemző jegyük, hogy a szigetek középső régiójában, a nyugati partokhoz közel, a Karib-tengerre nyílnak (ROOBOL et al., 1983). Ezen formák eredetének kérdéseit részletesen később tárgyalom.

A Kis-Antillák példáján megállapítható, hogy a lejtőszög által meghatározott csúszó pálya és a nyugat-délnyugati irányba nyíló vulkáni depressziós formák közt szoros korreláció van. ROOBOL, WRIGHT és SMITH 1983-as közös kutatásaik eredményeit összefoglaló cikkükben a karibi és az atlanti self lejtésének eltérő mértékével magyarázzák a jelenséget.

Míg keletre, az Atlanti-óceánban 1^o-os lejtők állnak rendelkezésre, addig a Karib-tengerbe Grenadai-medencéjébe 9^o-os lejtők „szakadnak le”, kiváló körülményeket biztosítva az instabillá vált vulkáni felépítmények berogyásának, lecsúszásának.

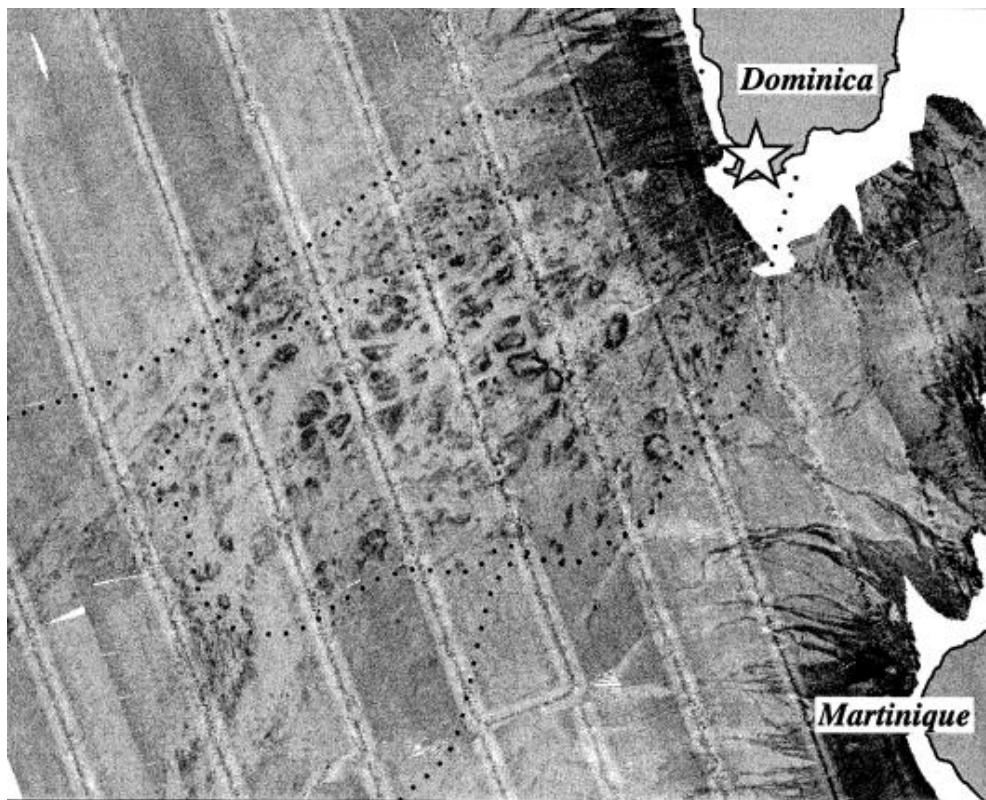
3.1. A dimbes-dombos („hummocky”) felszínek

Az AGUADOMAR tengerfenék-domborzat feltérképezése alapján elmondható, hogy a Grenadai-medence területének 30%-át Dominika és Saint Lucia szélességi körei közt „hummocky” felszínek (3. ábra), az értelmezés szerint vulkáni törmeléklavina-üledékek borítják (DEPLUS et al., 2001). A kaotikus ún. mátrixfáciesbe kevert megablokkok szigetenként változó méretűek.

Guadeloupe kivételével a nagyobb szigeteket ilyen morfológiai jegyeket mutató felszínek övezik. Martinique környezetében 800 km², Saint Lucia-nál 2000 km² és Dominikánál 3500 km² kiterjedésű területet vulkáni törmeléklavinák üledékei fednek. A két utóbbi sziget esetében az üledékek a vizsgált területnél messzebbre nyúlhatnak (DEPLUS et al., 2001).

A dómösszeomlások mértékének tükrében változik a tenger alatt fellelhető megablokkok méreti és elhelyezkedési tulajdonsága. Dominika partjainál (2. ábra) 1100 km²-es területen mutattak ki akár 2,8 km-nél (!) hosszabb tömböket. Ekkora kőzettest előfordulása a kaotikus üledékben kivételes eset. Nem mint megablokk, hanem az üledéktől „idegen testként” szállítódott kőzettömbről van szó.

A vulkáni törmeléklavinák a Grenadai-medence lapos aljzatánál végződnek. A 3,5 kHz-es hangradar-mérések metszetein jól kirajzolódik a laminárisan települt -főleg finomszemcséjű pelágikus és hemipelágikus iszapos üledékrétegek közé ágyazódott turbidit és homoktartalmú vulkáni porból álló- (SIGURDSSON et al.,1980) rétegsor és a vulkáni törmeléklavina kaotikus összlete közti határ. Hossztengelyük és magasságuk aránya általánosságban 10:1 és a vélt forrásterületől radiálisan mutatnak kifelé, a mozgás irányával párhuzamosan (DEPLUS et al., 2001).



3. ábra VTL-üledékek tipikus dimbes-dombos felszínrel Dominika partjainál (Deplus et al. 2001. 151. o.) Az üledék határát pontozott vonal jelzi. A feket tónus erős, míg a halványabb gyengébb visszaverődést jelöl.

3.2. A Qualibou kaldera Saint Lucián

Saint Lucia szigete egy észak-északkelet-dél-délnyugat irányú Benioff-zóna fölött helyezkedik el. A konvergens lemezek évente 0,5 cm/év (WESTBROOK 1976) és 4 cm/év (SYKES et al., 1982) közti sebességgel konvergálnak. A magmatizmus a miocén közepétől fokozatosan délnyugati irányba fókuszálódott, előidézve a vulkanizmus beindulását.

A kaldera kialakulása előtti bázikus kémiai vulkanizmus fokozatosan kezdett magasabb kovasav-tartalmú termékeket produkálni. A sziget nyugati felén lezajló bazaltöntés K/Ar korát, míg HUNZIKER [1982] 6,1-6,5 Ma korúnak (Jalousie-i mintavételi hely) BRIDEN et al., [1979] 5, 21-5,61 Ma korúnak (Coubaril és Savanne mintavételi helyek) határozta meg. A főként metabazaltokat befedő andezitek kora WESTERCAMP és TOMBLIN [1980] Mt. Gimie lávafolyásaiból vett mintái alapján 1,7 Ma, míg HUNZIKER mintái 0,9 Ma korúnak sorolhatók be. Az andezit fekül dácitdómok épültek: a Petit Piton 0,26 Ma korú (BRIDEN et al., 1979) 1 km átmérőjű kúpja egy északkelet-délnyugat irányú vetőn épült fel. Nagyobbik „testvére” a Gros Piton 3 km átmérőjű felépítménye 0,23-0,29 Ma (HUNZIKER 1982) ezelőtt keletkezett. Mindkét Piton dácitja hatalmas kvarc fenokristályokat tartalmaz. (WOHLETZ et al., 1984).

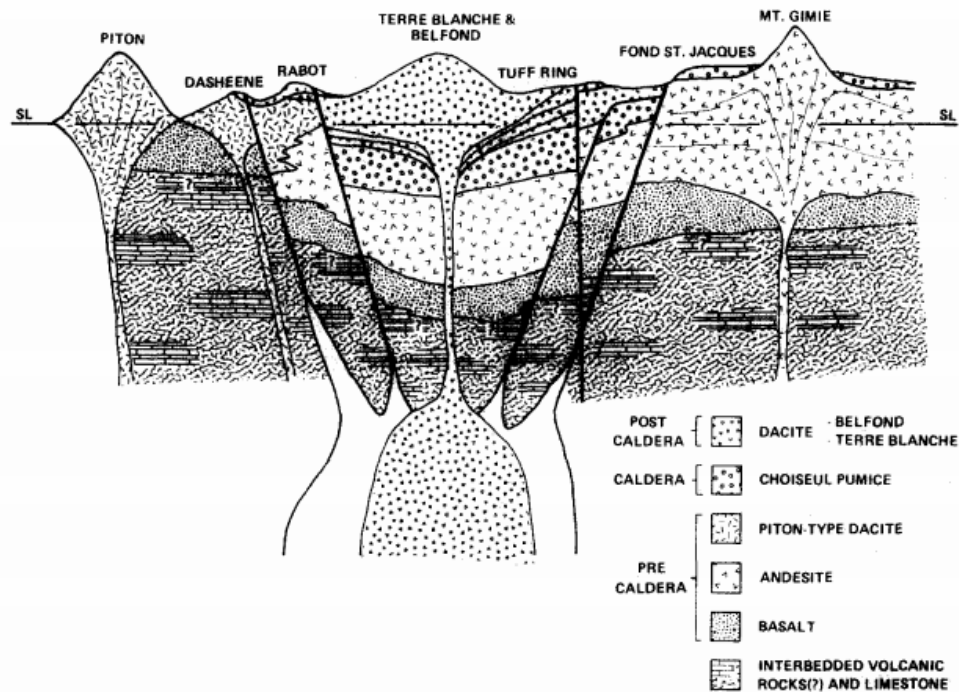


Fig. 12. Schematic cross-section, Qualibou Caldera.

4. ábra. A Qualibou kaldera Ny-K keresztmetszete (WOHLETZ et al., 1986, 104. o.). A jelmagyarázat lentől fölfelé haladva az első négy jelzés kalderaképződés előtti összletekre vonatkozik: vulkáni kőzetek (?) és mészkőrétegek; bazalt; andezit; Piton-típusú dácit; a ritkán pontozott részek a kalderaképző kitörés Choiseul ignimbritjét jelzik, legfölül a kalderaképződés utáni depresszió fiatalabb képződményei –dácitdómok és a Belfond és a Terre Blanche– foglalnak helyet.

Saint Lucia szigetének délnyugati részén található lópatkó formájú, 12 km² területű és 6 km átmérőjű depresszió eredetét először TOMBLIN 1964-ben, majd ROBSON és TOMBLIN kezdték kutatni (5. ábra). A Qualibou nevet is első kutatója, Tomblin adta a területnek. Feltevésük szerint a depresszió nem más –mint ahogy azt az ott található vulkanitok jelzik– egy pliniusi kitörés eredményeként beszakadt kaldera.

ROOBOL et al. 1983-ban, a Kis-Antillák depresszióiról készült összehasonlító tanulmányában e feltevést cáfolta. Állításuk szerint a Qualibou egy hatalmas suvadás eredménye, a TOMBLIN és ROBSON [1966] szerinti kalderaperem pedig e suvadás hepéjeként magyarázható. Elméletüket a Kis-Antillák más nagyobb szigetein található depressziók földrajzi elhelyezkedés béli, alaki, méreti és kitétség béli hasonlóságával magyarázzák, mint ahogy azt például Dominika délnyugati részén, a Grenadai-medencére nyitott szájú lópatkó alakú képződménynél is láthatjuk. ROOBOL et al. szerint a kalderaeredet azért sem állja meg a helyét, mert a Qualibou belsejében található ignimbritek (melyek eredete döntő jelentőségű e vitában) nem onnan származnak. Forrásterületüknek a Central Highlands 660 méteres fennsíkját jelölik meg, ahonnan az ignimbritek és piroklaszt-ár üledékek radiálisan ágaznak szét minden irányba, tehát a kitörés központjának e sugárirányú hálózat központját érdemes tekinteni.

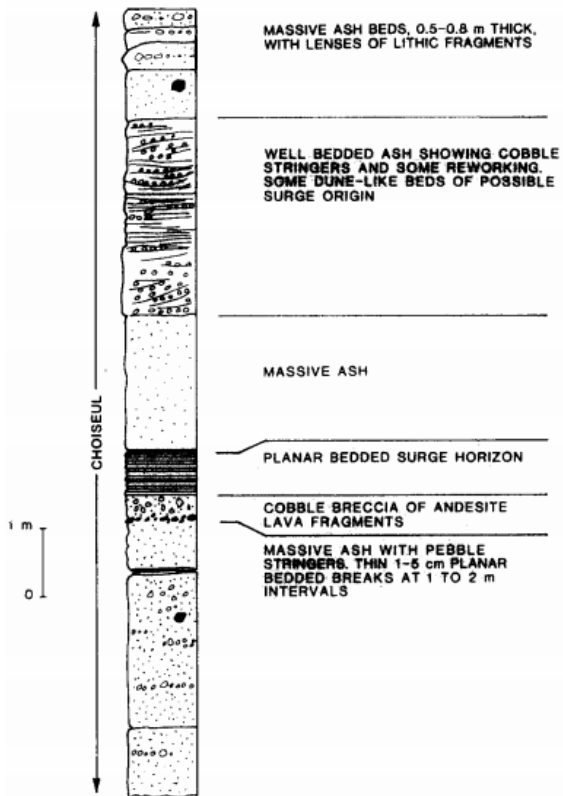
A depresszió belsejében és a Central Highlands-en található ignimbritek, tufák további tanulmányozásával ugyanakkor WOHLETZ et al. 1985-ös kutatása szintén TOMBLIN és ROBSON 1966-os elméletét támasztotta alá, miszerint a depresszió egy kaldera, mely egyértelműen a szórt vulkanitok forrásául szolgált.



5. ábra A Qualibou kaldera a világrútból (Google Earth). A sárga vonal a kalderaperemet jelöli (saját szerk.).

A kaldera képződését előidéző, 35-40 ezer évvel ezelőtt lezajlott (bővebben lásd TOMBLIN és WESTERCAMP 1980), 11 km^3 -nyi anyagot produkáló pliniusi kitörés eredményeként ignimbriteket, tufákat és piroklasztár-üledékeket összefoglaló néven WRIGHT et al. (1984) után Choiseul Tefrának hívják. Az összetből vett faszénmintán elvégzett radiokarbon kormeghatározás 39050 ± 1500 éves eredményt mutatott ki. TOMBLIN (1964) három alszakaszra bontotta a Choiseul Tefra képződését: első szakasz a „older andesitic pumice fall and flow”, vagyis idősebb andezites horzsakőszórás és -ár. Második szakasz a „vulcanian andesitic agglomerate”, vagyis vulcano-i típusú andezitagglomerátum.

A harmadik szakaszban képződött a „younger andesite pumice”, a fiatal andezites horzsakőösszlet. Feltárásonként változó, 10-50 m vastagság közötti előfordulásaival találkozhatunk.



0,5-0,8 m vastag tufa kisebb vulkanoklaszítokkal

kavics zsinórokkal rétegzett vulkáni tufa keresztarétegzett torlóárüledékekkel

tufa

laposan rétegzett torlóár-üledék

andezitagglomerátum

kavics zsinórokkal rétegzett, 1-2 méterenként váltakozó vulkáni por

6. ábra A Choiseul Tefra felépítése a sziget déli részén található Laborie melletti feltárás alapján (WOHLETZ et al. 1986. 88. o.).

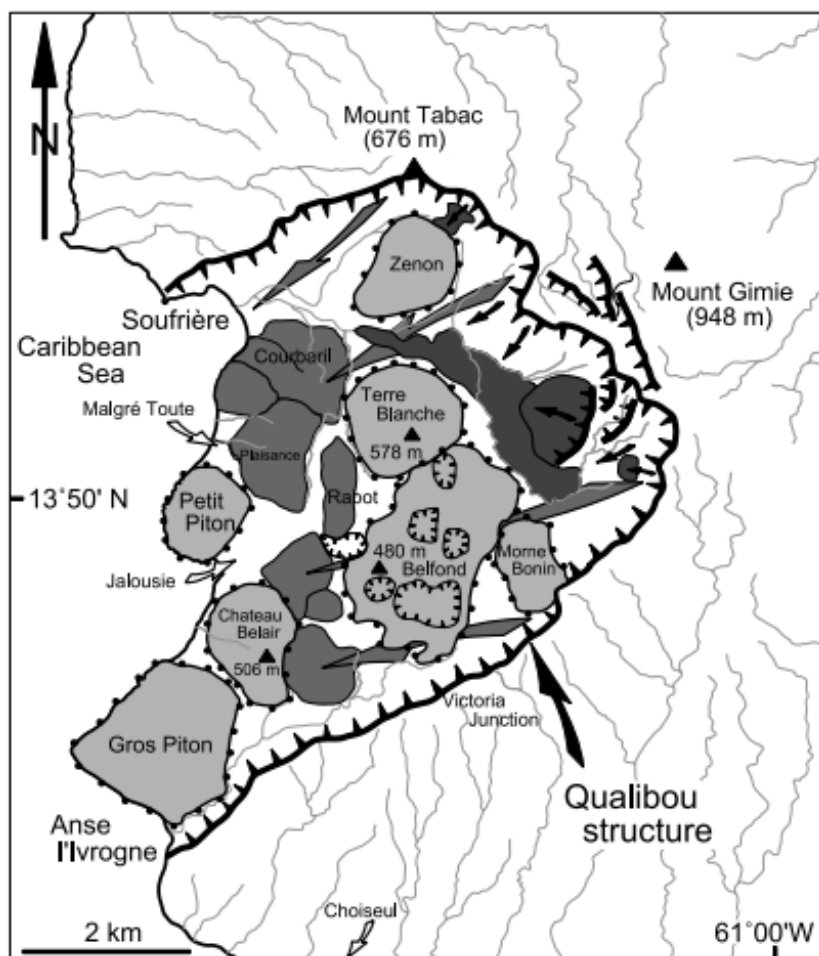
Két fontos információ is alátámasztja WOHLETZ et al. 1984-es kalderaeredet-elméletét ROOBOL et al. 1983-as gravitációs tömegmozgás-elméletével szemben. A Choiseul Tefra 0.03-0.04 Ma kora egyértelműsíti, hogy az anyag nem az 1,7 Ma korú andezitkúpoknak (Mt. Gimie, Mt. Tabac) helyet adó Central Highlands-ról származik, még abban az esetben sem, ha a sziget központi fennsíkján olykor felújulhatott az expozív vulkanizmus.

Szembevető még a Choiseul Tefra anyagának hiánya a Central Highlands-tól észak-északkeletre, vagyis a Qualibou kalderából érkező anyagot a fennsík északkeleti irányba való haladásában megakadályozta, "leárnyékolta", tehát onnan nagy valószínűséggel nem származhat (WOHLETZ et al., 1984).

A 39 ka ezelőtti kitörésnek a sziget tektonikai helyzete kiváló feltételeket biztosít: a Qualibou kaldera az egyik legfőbb, kelet-északkeleti irányú vető fölött helyezkedik el. A vetők jelenlétét gravitációsanómália-mérések, feltárások, és nem utolsó sorban a vonalában sorakozó vulkáni kúpok jelzik, mint például a Gros és Petit Piton, Terre Blanche, Mt. Gimie stb.

Mint a világ sok kalderájában, a Qualibou-ban is találhatunk vulkáni kúpokat, lávadómokat (7. ábra). A Morne Bonin 0,91 Ma korú (lásd bővebben LE GUEN DE KERNEIZON 1983), 330 méter magas kúpját kvarcban szegény, holokristályos dácitláva alkotja (WOHLETZ et al., 1984).

A Terre Blanche, vagyis „fehér föld” másfél kilométer átmérőjű, kettős kráterű dácitdóm tufagyűrűjéből származó anyagról kapta nevét. A kaldera legfiatalabb kitörése 1766-ban történt, ennek során 70 centiméter vastag por frakciójú üledék szóródott szét a Sulphur Springs területén. A kaldera belsejében elterülő fumarola –és hévízmező neve „kénés mezőnek” fordítható, ez is mutatja az ott lezajló kénés kigőzölgések jelenlétét.



7. ábra. A Qualibou kaldera egyszerűsített vulkanológiai térképe (BOUDON et al., 2007. 19. o.). A halványszürke tónus a dácit lávadómokat, a grafit szín vulkáni felépítmény összeomlása utáni csuszamlásokat, a sötétszürke árnyalat a VTL-üledékeket, a fogazott vonal a kalderaképződés utáni peremet jelöli.

A Sulphur Springs egy hévforrásokkal, fumarolákkal és egyéb utóvulkanikus jelenségekkel rendelkező terület a kalderabelsőben. A geológiai értelemben „másodpercekkkel” ezelőtti, 1766-os kitörés és a forróvizes kutak, kigőzölgések jelenléte a magma felszínhez való közelségére és ezáltal intenzív hevítő hatására utal.

SMITH 1979-ben, az oregoni Crater Lake-nél végzett kutatásai alapján kidolgozott elmélete kimondja, hogy kalderaképződésnél a magma kamra körülbelül 10%-a ürül ki kitörések során. A kalderaképző kitörés anyagának mértékének ismeretében így a magma kamra térfogatára is következtethetünk. A Choiseul Tefra 11km^3 -nyi kiszórt anyaga után egy körülbelül 100km^3 térfogatú magma kamrát lehet elképzelni a Qualibou alatt.

SMITH és SHAW [1975] számításai szerint a magmának 300 ka időre lenne szüksége a teljes kihüléshez, tehát a maximum 40 Ka ezelőtti kitöréshez képest még bőven a hűlési fázisban tart: közel a felszínhez 300-800 °C-os hőmérséklet uralkodik.

A Saint Lucia délnyugati térségében található depresszió tehát kalderaképződési folyamat eredménye, amit a vulkáni termékek anyaga, kora, elhelyezkedési sajátosságai és a környezetében tapasztalható posztvulkanikus tevékenység (Sulphur Springs) igazolnak. Kalderabelsőben tapasztalható szolfatára-tevékenységre szemléletes európai példa az Égei-tengeren Santorini belső gyűrűjében helyet foglaló Nea –és Palea Kameni szigetecskéinek esete.

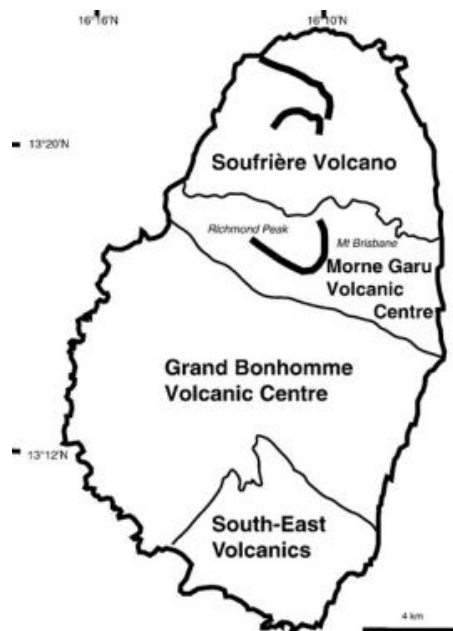
3.3 Saint Vincent selfje

A Saint Vincent nyugati partjainál húzódó törmelékpalást eredete a sziget vulkáni komplexumaira vezethető vissza (LE FRIANT et al., 2009). A tengeren végzett akusztikus mérések és a szárazföldi vulkánmorfológiai vizsgálatok (bővebb hiv. ROBERTSON, 2005) erőteljesen alátámasztják az ok-okozati kapcsolatot a szárazföldi vulkáni komplexumok „scarp”-jai („sebhelyei”) és az azok nyitottsági irányában a tengerfenéken folytatódó zavart struktúrájú üledékek között.

A 29 km hosszú és 17,5 km széles kis szigetország földjét rétegvulkanai komplexumok láncá alkotja. A magmatizmus központja délről északnak tartó migrációját tükrözik a vulkáni felépítmények anyagának koradatai. A sziget legfiatalabb tűzhányója, a Soufrière (8. ábra) az utóbbi negyed évezredben közel egy tucat kitörést produkált. A Soufrière előtti vulkanizmus tanúi például a Southeast Volcanics, a Grand Bonhomme és a Morne Garu lepusztult tűzhányói (LE FRIANT et al., 2009). A felépítmények erodáltsága szoros összefüggésben van azok korával. Saint Vincent legidősebb, 2,74 Ma éves kőzetmintái a Southeast Volcanics lávafolyásaiból kerültek elő. A tőle északra elterülő Grand Bonhomme komplexumból 1,33 Ma éves mintát ismerünk (BRIDEN et al., 1979). A második legfiatalabb komplexum a Morne Garu 20 ka korú vulkanitjait már a Soufrière működésének termékei váltották fel.

A Soufrière keletkezésének kezdete a késő pleisztocénig, 700 000 évig vezethető vissza (BRIDEN et al., 1979). Az első felépítmény egy primitív bazaltos-andezites összetételű kúp lehetett, melyet nyugati oldalán egy 50 000 évvel ezelőtti dómösszeomlás nagyrészt elpusztított. Az összeomlás következtében 9 km³-nyi vulkáni törmelék zúdult a Grenadai-medencébe, mely nagy valószínűséggel egy cunamit indított útjára a Kis-Antillák térségében (LE FRIANT et al., 2009). A dómösszeomlás után felújuló és növekvő volumenű magmatizmus hatására épült fel a Somma-vulkán, mely pár ezer évvel ezelőtt szintén összeomlást elszenvedett. Az egykori Somma tűzhányó átmérője 3,5 km, magassága 1178 m lehetett. Napjainkban a kútból visszamaradt perem emlékeztet a vulkán alakjára és méretére. A további vulkáni tevékenységet tápláló magmaképződés százezer évenkénti volumene 0,28-0,4 km³-re tehető (LE FRIANT et al., 2009).

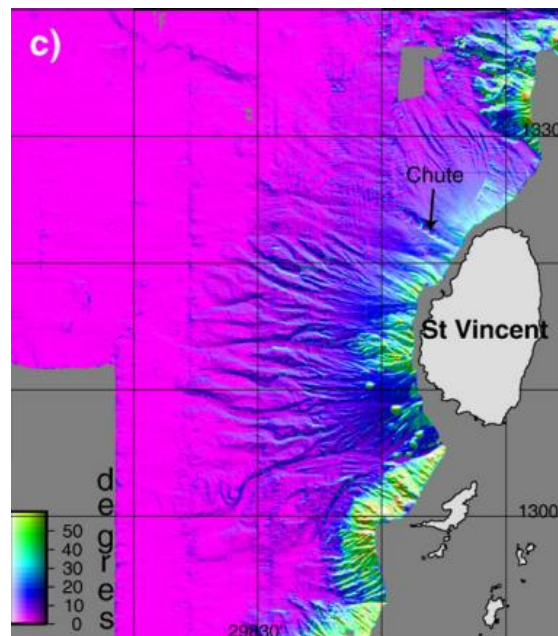
ROBSON 1965-ös és ASPINALL 1973-as kutatásai rámutattak, hogy a Soufrière működését kétféle típus határozta meg az utóbbi negyed évezred során: az első típust „Saint Vincent style”-nak írták le, mely explozív aktivitást és a nagyfokú anyagutánpótlásból származó salakárakat takar. Ilyen kitörés volt az 1902-1903-as (a Mt. Peleé kataklizmájával egy évben!), illetve az 1979-es. Második típusként szerényebb mértékű magmatizmus jelentkezett és kisebb lávadómok épültek. A Soufrière mai piroklasztikúpja az első típusba sorolható kitörés eredménye.



8. ábra St. Vincent délről északra fiatalodó vulkáni komplexumai (LE FRIANT et al., 2009. 2. o.). A lejtőcsuszamlási után visszamaradt „sebhelyeket” fekete vonal jelöli.

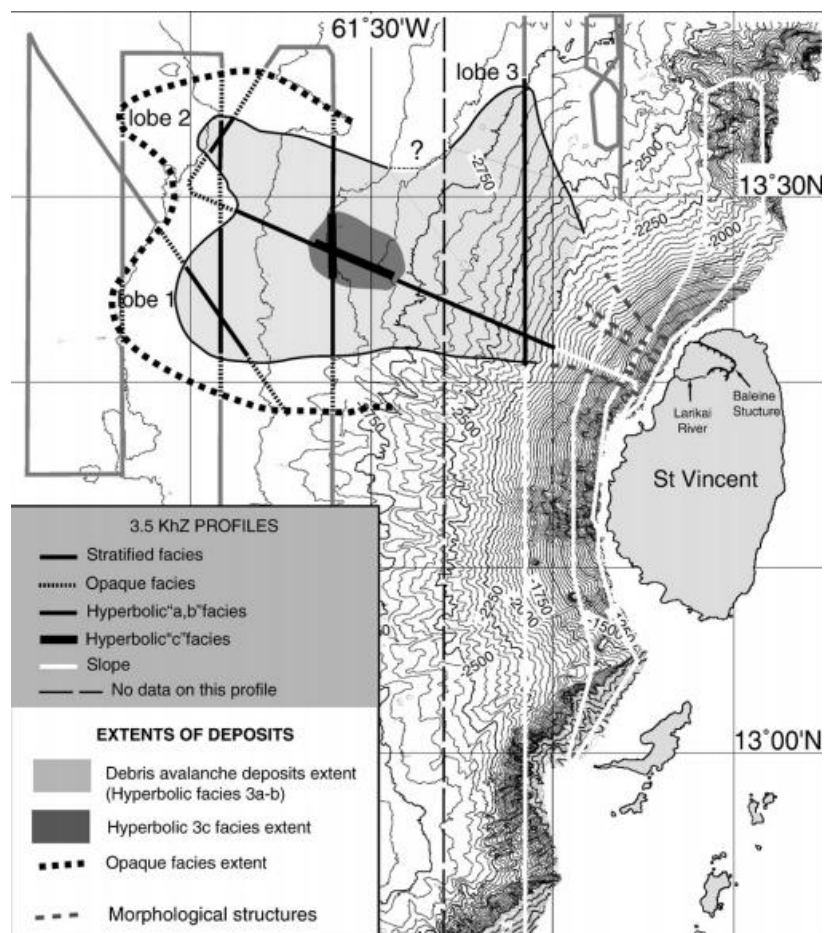
A vulkán két fő morfológiai egységből áll (ROBERTSON, 2005). A Baleine egy nyugati irányba nyíló depresszió, melynek déli oldala összeolvad a már korábban említett Somma vulkán peremével. Az északi és keleti oldal lejtését markánsan kirajzolja a sziget északi felének vízhalózata. Kora ismeretlen: 1979-ben BRIDEN et al. klasszikus K/Ar mérései teljes kőzeten 0,31 Ma kort eredményeztek. A mérés hitelességet a kőzetet alkotó ásványok kikristályosodásának időpontja gyengíti, hiszen a kristályosodás már a magma kamrán belül megtörténhetett felszínre kerülés előtt (SAMPER et al., 2007, 2008).

A depresszió tenger alatti palástban folytatódik. A szárazföldi üledékek és a tenger alatti anyag szerkezeti hasonlóságai felvetik a közös eredet és közvetlen kapcsolat lehetőségét (BOUDON, 2007). A nyugati partvidékhez kapcsolódó „gyanús” eredetű törmelékek másik fontos feltételezett forrása az északnyugat felé nyíló Morne Garu vulkán lópatkó alakú kalderája (ROBERTSON, 2005). A törmelékbe gyakran 50 m mély kanyonok vágódnak, melyek a múltban lezúduló esetleges vulkáni törmeléklavinákat hosszan voltak képesek vezetni a Grenadai-medence mélye felé. A parttól átlagosan 15 kilométerre ezek a kanyonok kiszélesednek, végül a medence aljzatán fokozatosan kilapulnak. Érdekes jelenség, hogy a sziget északnyugati partjainál, a Soufrière térségében finomabb, lágyabb tagoltságú a domborzat. Ezt LE FRIANT et al. (2009) a tenger alatti térszín fiatalabb vulkáni rétegekkel való borítottságával magyarázza.



9. ábra St. Vincent-től nyugatra lévő tengerfenék domborzatmodellje (LE FRIANT et al., 2009. 4. o.). A lejtőszög mértékét színskálán olvashatjuk le: a Grenadai-medence sík aljzatát rózsaszín, a ~60°-os lejtőket sárgás árnyalat jelzi. A „chute” jelzésű tenger alatti völgy a Soufrière VTL-üledékeit részben elvezető eróziós pálya.

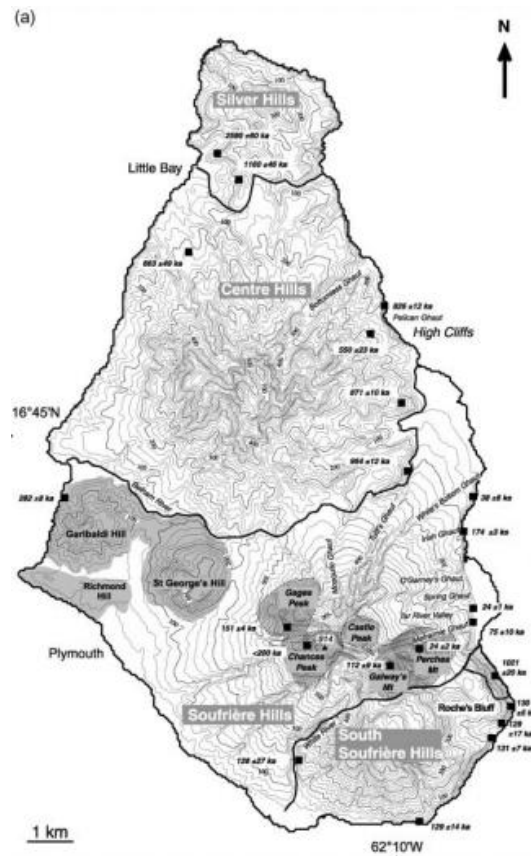
A 3,5 kHz-es tartományú hangradar-mérések felvételein három akusztikus fácies különíthető el (LE FRIANT et al., 2009). A „rétegzett fácies” a Grenadai-medence alját több tíz méteres vastagságban borító üledékhez köthető. Az „opak fácies” finomszemcsés üledék alkotja, erős hanghullám-visszaverődést produkál és vastagsága szerényebb a rétegzettnél (9. ábra). A harmadik típusú fácies talán a legfontosabb a vulkáni törmelékklvainak –és dómösszeomlásos események- igazolásának szempontjából (LE FRIANT et al., 2009). A jellegzetes kaotikus üledékek visszaverődési mintázatát hiperbola alakú görbékről ismerhető fel. (LE FRIANT et al., 2009): e két tényező lényegében elválaszthatatlan a tenger alatti vulkáni törmelékklavina-üledékek esetében a karibi térségben. A hiperbola alakú mintázatot keltő fáciesen belül is három féle altípust különítünk el a reflektió erősségének függvényében.



10. ábra St. Vincent tenger alatti VTL-üledékei (LE FRIANT et al., 2009. 4. o.). A 3,5 KHz hangradaros mérések alapján a rétegzett fácies határát fekete vonal, az opak fáciesét pontozott vonal jelöli. A VTL üledék együttes kiterjedését a világosszürke tónus jelzi, melyen belül grafit szín dimbes-dombos felszín takar. A szaggatott vonala a vulkán tenger alatti lejtőin lefutó eróziós pályák peremeit jelölik. A szintvonalak 50 méteres beosztásúak. A „lobe 1, 2, 3” jelzések az üledék három nyúlványát jelölik.

A Soufrière térségében a meredek lejtőkön tapasztalható markáns hiperbolikus mintázat enyhülni látszik. Ennek magyarázata ugyanaz lehet, mint a szelídebb tagoltságú tengerfenék-domborzat esetén is felmerült: fiatalabb vulkáni termékek (piroklaszt) települtek a tűzhányó egyik robbanásos kitörése során (LE FRIANT et al., 2009). Saint Vincent a Kis-Antillák aktív tagjainak egyik legkisebb szigete, az azt kialakító vulkanizmus és annak közvetett eróziós folyamatai mégis a Grenadai-medence nyugati lejtőinek egyik leglátványosabb morfológiájú területét alakították ki.

4. Montserrat vulkanizmusa, felszínfejlődése



11. ábra Montserrat képe a világrűrből (Google Earth) és északról délre fiatalodó vulkáni komplexumai (LE FRIANT et al., 2004. 150. o.). A jobb oldali, 10 méteres felbontású DEM alapján készített ábrán fekete négyzettel jelölt mintavételi helyek alatt az azokból mért koradat látható.

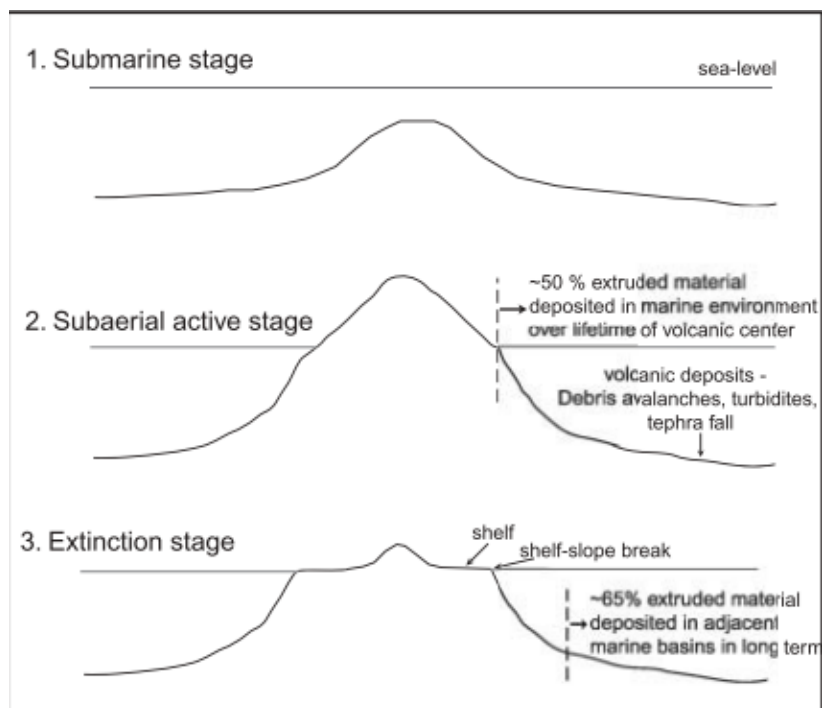
Montserrat szigete a Kis-Antillák északi részén fekszik, a Brit Korona tengeren túli területe. A 16 km hosszú és 10 km széles szárazulat kis területe rendkívül változatos domborzatú a gyakorta felújuló heves vulkanizmusnak és a hozzá kapcsolódó posztvulkáni eróziós folyamatoknak köszönhetően. Felépítésében döntő többségben andezites anyagú lávadómok, elszórva bazaltok (pl. South Soufrière Hills) vesznek részt.

A felszín morfológiáját gravitációs folyamatok, dómösszeomlások formálták. A piroklaszt ár-üledékek, lejtőbreccsák, lahar üledékek és nem utolsó sorban vulkáni törmeléklavina üledékek uralják: a lávadómokat lejtőbreccsa, piroklasztit és lahar üledékekből álló törmelékpilást, „apron” veszik körül. Tömegét négy fő vulkáni komplexum alkotja, melyek északról délre haladva egyre fiatalabbak.

Északon a Silver Hills komplexum (2,6-1,2 Ma) (11. ábra) kerül el, melyet délről a Centre Hills komplexum (950-55 ka) határol. Tőle délre fekszik a Soufrière Hills fiatal komplexum (min. 170 ka) és a South Soufrière Hills komplexum, melyeket a szakirodalom gyakran összekapcsolva jellemez (LE FRIANT et al., 2004). Montserrat vulkanikus eseményeinek színtere napjainkban a déli területekre korlátozódik, mely a kitörések és eróziós folyamatok folytán a szemünk előtt változtatja arculatát. Egy északnyugati irányú vető mentén sorakoznak a Soufrière komplexum lávadómjai: a Gages mountain, Chances Peak, Galway's Mountain és Perches Hill. Tőlük kissé elkülönülve északnyugatra találjuk a Saint George's Hill és a Garibaldi Hill tektonikusan kiemelt lávadómjait.

A sziget morfológiájának fejlődésében három szakaszt különböztetünk meg, mindhárom folyamatra találunk példát a Kis-Antillák térségében: az első szakaszt tenger alatti vulkanizmus jellemzi, mint ahogy ezt napjainkban a Grenadine-szigetektől délre, a tenger szintje alatt 180 méterre működő Kick'em Jenny vulkán esetében tapasztalhatjuk. Második szakaszban már szárazföldi környezetben fejti ki a vulkanizmus építő hatását. Új kitörési központok születnek, új lávadómok épülnek, helyenként tefra üledékek borítják a felszínt.

A Soufrière Hills és South Soufrière Hills működése legalább 17000 évre visszatekintve ezt a szakaszt képviseli. A harmadik szakaszban az erózió, az tönkösödés veszi át a főszerepet, mint ahogy a Centre Hills, de legszembetűnőben a Silver Hills példáján tapasztalható (LE FRIANT et al., 2004).



12. ábra Montserrat fejlődésének három fő szakasza (LE FRIANT et al., 2004. 159. o.). Az első, tenger alatti fázis „1”-es, az azt követő szárazföldi aktív fázist „2”-es, az utolsó kihunyási és lepusztulási fázist „3”-as szám jelöli. A második fázis során a felszínre került anyag 50%-a (VTL-üledékek, turbiditek és tefra) tengeri környezetben rakódott le. A harmadik fázisban felszínre került anyag 65%-a tüzhányóhoz közel eső területeken rakódott le. A vízszintes vonal a tengerszintet ábrázolja.

Montserrat a Kis-Antillák egyik legaktívabb tagja. A közelmúltban, 1995 és 2009 között öt szakaszban történt lávadóm képződés: 1995 júliusa és 1998 márciusa között; 1999 novembere és 2003 kora augusztusa között; 2005 áprilisától 2007 áprilisáig; 2008 júliusától 2009 januárjáig. A legfrissebb extrúzió 2010 októberében jelent meg. Ebben az időintervallumban mintegy 1 km^3 magma került a felszínre (WADGE et al., 2010), melynek 65-90%-a 1999-és 2006 között keletkezett. A kitörési termékek több mint fele rövid időn belül a szárazföldről a tengerbe került: 2002-2005 és 2005-2007 között $90-90 \text{ km}^3$ zúdult a selfre. A piroklaszt árok és törmeléklavinák anyagát zömében elvezető két legfőbb eróziós csatorna a Tar –és White folyók völgyei.

A Tar-folyó deltája az 1999-2009 közti időszakban WADGE et al. [2010] számításai szerint 395 Mm^3 -rel gyarapodott (13. ábra). A kapott térfogat-adatok eltérő tömegű anyagot jelentenek.

Fontos megjegyezni, hogy míg a lávakőzet sűrűsége 2300 kg/m^3 , addig a tengerfenéken szétteregtett vulkanoklasztikus üledékek sűrűsége 1800 kg/m^3 (bővebben lásd: TROMIFOVS et al., 2008), mely a szárazföldtől való távolsággal csökkenő tendenciát mutat, a deltákban 2000 kg/m^3 a sűrűségük (WADGE et al., 2010).



13. ábra Montserrat partjainak „gyarapodása”: piroklaszt ár bezúdulása a tengerbe és a partvonalat növelő új legyező alakú törmelékkúp (www.bgs.ac.uk) a Soufrière előterében.

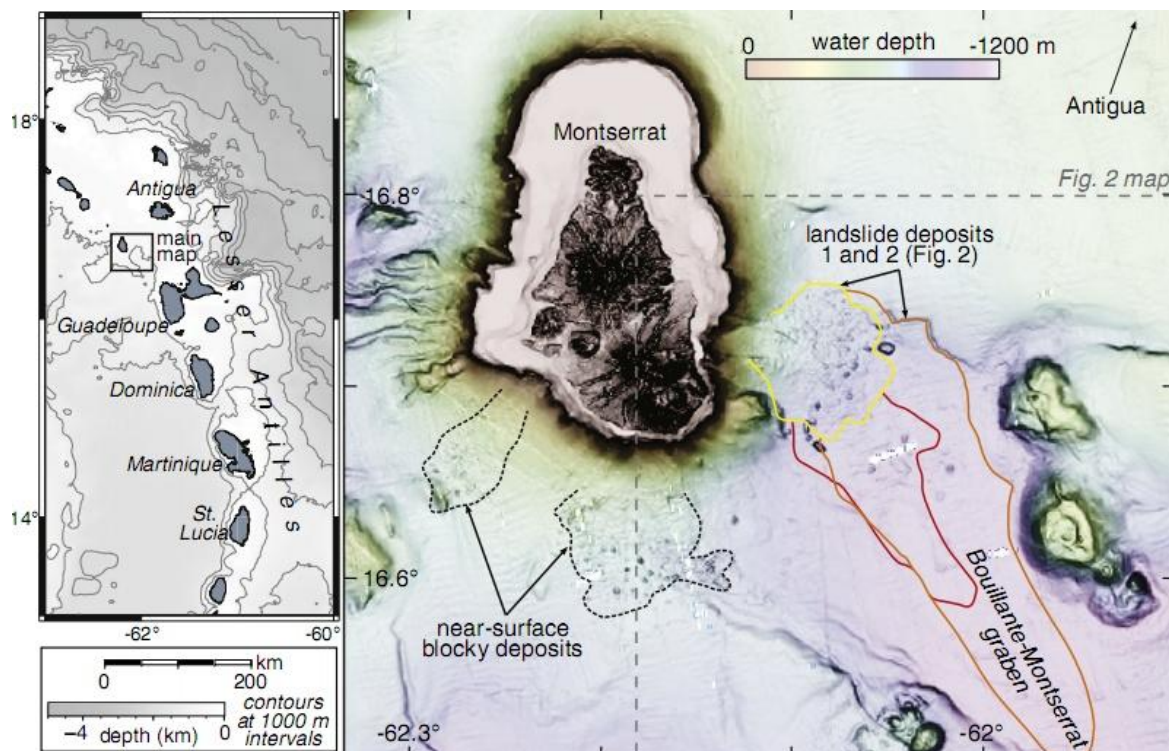
Montserrat rendelkezik a Kis-Antillák egyik leglátványosabb és legfejlettebb selfjével (14. ábra). Északon, a Silver Hills-től sugárirányban 5 km-ig terjed a tengerfenéken. Dél felé kiterjedése a Centre Hills partjainál már csak 3 km széles, a ma is aktív Soufrière Hills körül mindössze 500 m-ig terjed.

A sziget déli részén fejlődő self jelenlegi stádiumát egykor a Silver Hills előtti kiterjedt szigeteljazat is mutatta. A self kialakulása LE FRIANT et al. [2004] szerint nagy valószínűséggel a tengerszint glaciális-eusztatikus változásával magyarázható, vagyis glaciálisok idején a világtenger vizének jelentős hányada a sarkvidéki jégben raktározódott, interglaciálisokban a jégtakarók olvadásával a tengerszint növekedésnek indult. A negyedidőszak glaciálisai idején a tengerszint a jelenleginél 110-120 méterrel alacsonyabban, illetve az interglaciálisokban 10-20 méterrel magasabban húzódott.

Alacsony vízálláskor a self nagy része szárazulattá vált, ahol a szárazföldi eróziós folyamatok és az abrázio hatékonyan pusztították, egyengették a felszínt, amire megvolt a lehetőség bőven, hiszen az elmúlt 1,2 millió mintegy negyedében 80 méterrel alacsonyabb volt a vízszint (LE FRIANT et al., 2004).

Ahogy Saint-Vincent selfjének példáján korábban láthattuk, a nyugati lejtők Montserrat esetében is mély kanyonokkal szabdaltak. Az átlagosan 4°-os tenger alatti lejtőkön (vulkáni felépítmények oldalainál akár 22-25°-sak is lehetnek) délen és délkeleti irányban vulkáni törmeléklavina üledékek kerülnek szét, melyek a szigetet többször átformáló dómösszeomlások eredményei.

Montserrat földtörténetében kilenc dómösszeomlás történt. Az English's Crater kelet felé nyitott 1,6 km hosszú és 1 km széles depressziója körülbelül 4000 éve jött létre. A koradatot a Tar-folyó völgyében találta andezittufába zárt faszénmintából nyerték (BOUDON et al., 2006). A lópatkó alakú mélyedéstől a Tar-folyó 1,5 km hosszú és 700 méter széles völgye vezet a tenger felé, mely a tengerfenékre vágódva folytatódik. (LE FRIANT et al., 2004). A vulkáni törmeléklavina 50 km²-es területen szóródott szét kelet és délkeleti irányban („Deposit 1”). „Folytatásában” dél felé egy található a 30 km hosszan húzódó „Deposit 2”, melynél a megablokkokat már vékony üledékréteg borítja (a szedimentáció mértéke 0,15 m/ka). (WATT et al., 2012).



14. ábra Montserrat tengeri környezetének VTL üledékei (WATT et al., 2012. 230. o.). Bal oldalon fekete keretben Montserrat földrajzi elhelyezkedését láthatjuk. A tenger mélységét arányosan sötétedő tónus mutatja, az izobátok 1000 méterenként követik egymást. Az ábra jobb oldalán a sziget legnagyobb lejtőcsuszamlásainak üledékeit láthatjuk (landslide deposits 1, 2). Pontozott vonal jelöli a tengerfenékfelszínéhez közel fekvő kaotikus VTL összletek kiterjedését. Narancssárga vonallal körbehatárolva a délnyugat felé hosszan elnyúló Bouillante-Montserrat szerkezeti árokba települt „Deposit 2” látható.

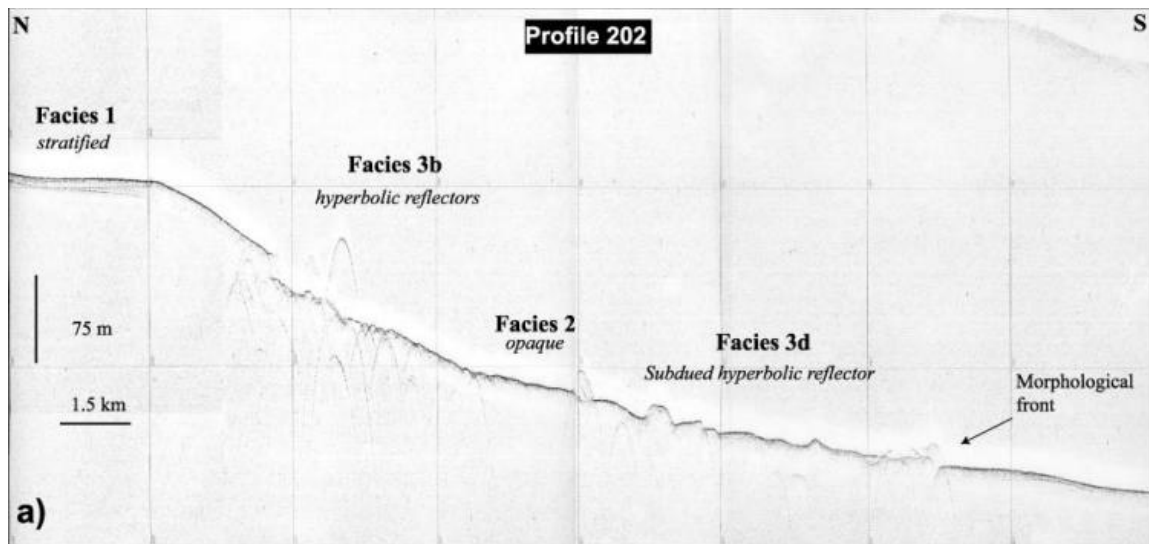
Véleményem szerint elnyújtott alakjának kialakulásában jelentős tényező volt a Bouillante-Montserrat tektonikai árok, melyet az üledéktömeg kitölt.

Az egyik leghevesebb dómösszeomlási esemény a legfrissebb kitörési ciklus eredménye: 1997. december 26-án a Soufrière déli oldala leomlott, 40-50 millió m³ anyagot zúdítva a White-folyó völgyén keresztül a tenger felé.

A szakirodalomban „Boxing Day” eseményként jelölik, az angolszász karácsonyi szokásoknál ismert ajándékozási nap után. A Soufrière –és a sziget- leghevesebb dómösszeomlása 2003. július 12-én következett be. Oka az 1995 óta az English’s Crater belsejében 1100 méter magasra növekvő lávadóm meggyengülése lehetett. Az English’s Crater morfológiai elemzéséből kikövetkeztetett anyagveszteség körülbelül 210 Mm³. Az összeomlás eredményeként létrejövő blokk –és hamuár a Tar-folyó völgyén söpört végig és helyenként régebbi törmelékklavinák, blokk- és hamuára üledékeit tártta fel. A 210 Mm³ vulkáni törmelékklavina anyagából 190 Mm³ 24 óra leforgása alatt jutott a tengerbe (LE FRIANT et al., 2010).

ROOBOL és SMITH [1998] két paleotalaj-szintet is tartalmazó réteget írt le a 40-60 méter vastag blokk –és hamuár rétegek alatt a German’s Ghaut és a White-folyó között, a sziget délnyugati részén, de északon, a legidősebb vulkáni komplexumként ismert Silver Hills-nél is találhatók feltárások, ahol a vulkáni törmelékklavina üledékek kibukkannak.

A self és a parttól távolabb eső tengerfenék domborzatának feltérképezésénél (pl. az AGUADOMAR alkalmával) négy fő akusztikus fácies rajzolódott ki a visszaverődési mintázatokból.



15. ábra Montserrat VTL-üledékeinek néhány akusztikus fáciése (LE FRIANT et al., 2004. 154. o.). Balra fent az 1-es fáciés rétegzett összlete. Északról délre haladva látható a 3b fáciés hiperbola alakú visszaverődési mintázata, a 2-es „opak” fáciés, végül a morfológiai front előtt felhalmozódott halványan halványabb mintázat.

Az 1. fáciés (15. ábra) a sík tengerfenékre jellemző, rétegzett, akár több 10 méter vastag, nyugodt üledéksávokra utal. A 2. fáciés az 1.-nél kisebb vastagságú, finomszemcsés üledékeket jelöl, melyek a vulkánok tenger alatti alacsony lejtőszögű oldalaira települtek.

A 3. fáciés hiperbolikus mintázatot ver vissza és három altípusát különböztetjük meg: a 3a meredek lejtőkön, kanyonok kivezetésénél tapasztalható. A 3b sík tengerfenéken látható, sokszor az 1. fáciéssel közvetlen határosak, mégis hiperbolikus mintázattal rendelkezik, ezek az üledékek tehát nagy valószínűséggel vulkáni törmeléklavinák eredményei. A 3c halványabb mintát produkál, kisebb hiperbolákkal, mely vékony üledékréteget sejtet. A 3d egy köztes altípus, mely a morfológiai frontok határában fordul elő. A 4. fáciés halvány mintái a legfiatalabb piroklaszt ár-üledékekre utalnak (LE FRIANT et al., 2004).

Montserrat déli szomszédja, Guadeloupe szigetén a szintén Soufrière nevű tűzhányó napjainkban is aktív és hasonló jegyeket mutat montserrati névrokonához hasonlóan.

5. Guadeloupe vulkanizmusa, felszínfejlődése

5.1. Basse Terre vulkanizmusának áttekintése

Basse Terre Guadeloupe második legnagyobb szigete. Komoly aktivitást mutatott 1981-ig heves volt. A vulkáni termékek összetétele bazaltok és alacsonyabb SiO_2 tartalmú dácitok közt váltakozik. Guadeloupe vulkanológiai tárgyalásának fókuszpontja tehát a szakirodalomban gyakran ide irányul. Jelenleg utóvulkanikus folyamatok: fumarolák, hévizes források figyelmeztetnek a felszín közelében húzódó magma test jelenlétére.



16. ábra Guadeloupe a Világúrból (Google Earth).

A szigetet hét vulkáni komplexum alkotja, melyek északnyugatról délkelet felé egyre fiatalabbak. (BOUDON et al., 2011). A vulkanizmus a késő pliocénben, az északnyugat-délkelet irányú Basse-Terre-Montserrat normál vető rendszer mentén jelent meg. Kezdetéről eltérő megállapításokkal találkozunk.

A mérés-béli eltérések oka a K/Ar kormeghatározási technikák fejlődésével magyarázható, míg BRIDEN et al. [1979] kutatásai 4 Ma ezelőtti kezdetet mutatnak az első, Basse Terre északi részén (Basal komplexum) megjelent vulkanitoknak. SAMPER et al. [2009] 2,8 millió évesre datálja a legidősebb, északon gyűjtött mintákat.

A 2,79-2,69 Ma közt működő alapi „basal” komplexumot töle dél-délnyugatra, a Septentrional Chain hasadékvulkánjának működése váltotta fel 1,8-1,15 Ma között. A sziget déli részének egyharmadát elfoglaló Grand Découverte-Soufriere komplexum (továbbiakban GDS) a legfrissebb működések nyomait hordozza. Északi határát az Axial Chain-t –vagy franciául Chaalkotó vulkáni kúpok képezik. Nyugatról keleti irányban: Icaques (629-600 ka), Sans Toucher (447-435 ka) és Capesterre (550 ka) tűzhányó (SAMPER et al., 2009).

5.2. Grand Découverte-Soufriere (GDS) komplexum működése

A GDS mint Guadeloupe egyetlen aktív vulkáni komplexuma egy 8 km átmérőjű kaldera, benne fiatalabb vulkáni dómokkal (BOUDON et al., 2011). Nyugat-északnyugatra található a Morne Laffite (314 ka) és Petite Montagne (261 ka) kúpjai a GDS előtti vulkánosságra emlékeztetnek (SAMPER et al., 2009).

Működése körülbelül 0.2 Ma kezdődött a Sans Toucher-ből származó első andezites lávafolyásokkal (ZLOTNICKI et al., 1992; BOUDON et al., 1987; 2011). Az adat forrásául szolgáló mintavétel helye a kúp csúcsához közeli régiójában van, a működés tehát korábban kezdődött (BOUDON et al., 2011).



17. ábra Basse Terre domborzata (BOUDON et al., 2007. 12. o.). A VTL üledékek fekete színnel szerepelnek. A Grand Découverte-Soufrière délnyugati lejtőin impozáns kiterjedést figyelhetünk meg. A fekete számok a VTL-t (DAD, vagy „debris avalanche deposit” rövidítés a VTL angol megfelelője) kiváltó lejtőcsuszamlás korát jelölik. A fogazott vonalak az Amic Kráter és a Carmichaël Kráter peremeit jelölik.

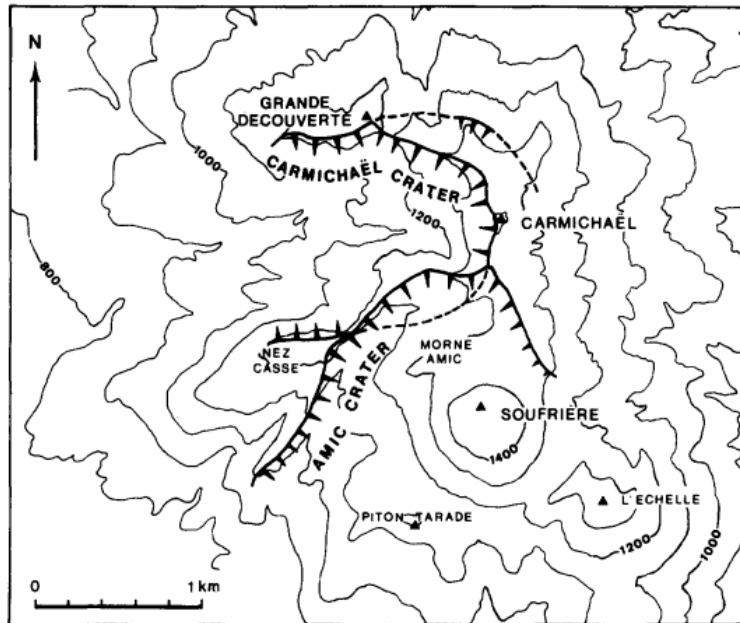
A GDS kialakulása három fázisra osztható. Az első „Grand Découverte” fázist a fentiekben már említett 0,2 Ma időszaktól kezdve zömmel andezit lávaöntések jellemezték (kovasavtartalmuk a komplexum egész területén 59-61%). Az effuzív vulkanizmust három freatomagmás kitörés szakította meg, melyek termékeit ma főleg mély, keskeny völgyekben lelhetjük fel. Ezek időrendben a következők: az Anse des Pères kvarc-dácitos ignimbrít (~ 0,140 Ma) (BLANC, 1983.), a Montval kvarc-dácit (~ 0,108 Ma) és a legutolsó andezites horzsakőszórással járó, a mai kalderát kialakító Pintade-kitörés.

A kalderaképző kitörési termékeinek ^{14}C -en alapuló kormeghatározása ~ 42 350 éves eredményt mutatott, U/Th kormeghatározási módszerrel pedig ~ 46 000 év lett (VILLEMANT és KOMOROWSKI et al., 2005). A kitörés 1-3 km^3 -t kitevő piroklasztitjai mintegy 120 km^2 -es területen szóródtak szét. A komplexumtól főleg délnyugatra található feltárásokban a Découverte fázis három freatomagmás kitörésének termékeitől jól elkülöníthetők a Pintade összlet, mivel az azt megelőző két piroklasztit összlettel ellentétben kvarcot és hornblendét nem tartalmaz (BOUDON et al., 2011).

A második, „Carmichaël” fázist a Pintade kitörést követően 11 500 évvel ezelőttig számítja (17. ábra). BOUDON et al., [2011]. E szakaszban a pliniusi kitörést és andezit horzsaköszörás kísérte kalderaképződés által eredményezett depressziójában (Carmichaël kráter) felújult effuzív vulkanizmus hozta létre a Carmichaël kúpját. Az ezt megelőző Grande Découverte fázishoz hasonlóan szintén pliniusi kitörések tarkították az effuzív vulkánosságot. BOUDON et al. [1988] A három pliniusi működés (42-35 ka; 29-21 ka; 18-14 ka) összletei a vulkán keleti oldalában húzódó feltárásokban bukkannak elő. A fázist a tűzhányó két részleges összeomlása zárta: 13,5 ka (bővebb hiv. KOMOROWSKI et al., 2002; 2005) és egy 11,5 ka ezelőtt (BOUDON et al., 1984; 1987; 1988; 1989; 1992) jelentette, melybe egy breccsákat és torlóár üledékeket hátrahagyó rövid freatomagmás szakasz (13,8-12,7 ka) ékelődött (BOUDON et al., 2011).

A komplexum felépülését záró „Soufrière” fázist az Amic kráter kialakulásához vezető, 8500 éve bekövetkezett részleges összeomlástól számítjuk. Az eseményt egy vékony, sárgás vulkáni porréteget produkáló freatikus aktivitási szakasz követte 8,7-2,5 ka között.

A Soufrière történetének elmúlt 10000 évében legalább nyolc esetben történt jelentős omlás (18. ábra) a tűzhányó felépítményében. Köztük a legjelentősebb a 3100 évvel ezelőtt bekövetkezett esemény (BOUDON et al., 2011). Az esemény természetét az 1980. május 18-án bekövetkezett Mount St. Helens kataklizmájához hasonlítják. Az Amic kráter dél felé nyitott, lópatkó alakú depresszióvá alakult, melyet vulkáni törmeléklavinák lezúdulása kísért (18. ábra). A vulkáni törmeléklavina volumene 0,5 km^3 volt és 28 km^2 -es területet borított be. Az explozív működési szakaszoknak köszönhetően mintegy 60 km^2 -en és több tíz méter vastagságban borítják piroklasztit-összletek a felszínt a vulkántól délre eső területen (BOUDON et al., 1987). Ilyen explozív működések eredményezték a Kis-Antillákon ritka látványosságnak számító L’Echelle és La Citerne salakkúpok felépülését 1700 évvel ezelőtt (BOUDON et al., 2011).



18. ábra A Grand Découverte-Soufrière komplexum lejtőcsuszamlásának két "sebhelye": a Carmichaël Kráter (11,5 ka) és az Amic Kráter (3,1 ka), melyek belsejét a Soufrière és Morne Amic lávadómjai és részben a L'Echelle salakkúpja tölt ki. (BOUDON et al., 1987. 319. o.). A fogazott vonalak a depressziók peremei jelölik, ahol a fogak a lejtőcsuszamlás irányába mutatnak.

A Grand Découverte-Soufrière komplexum legfiatalabb felépítménye a Soufrière vulkán. Kialakulása 1440-re datálható (ZLOTNICKI et al., 1992) és eddig legalább hat freatikus kitörés zajlott le, köztük a legnagyobbak 1797-1799 és 1976-1977 között (BOUDON et al., 2011). Felépülésével -montserrati névrokonától elhódítva a címet- a Kis-Antillák legmagasabb vulkánja jött létre. Magassága az éppen aktuális épülő, vagy pusztuló folyamatok függvényében 1450 méter (ZLOTNICKI et al., 1992).

A legkorábbi leírások 17. században térítő misszió alkalmával ott járt katolikus papoktól származnak. BRETON [1647; 1665] a csúcs közelében írt le fumarolákat és kénben gazdag üledékeket, melyeket később a franciák puskapor gyártásához kezdtek kitermelni. DU TERTRE [1654; 1667-1671] a hegyen látott „lángokról” számol be, aminek magyarázata nagy valószínűséggel a freatikus intenzív „kigázolások” jelenléte lehetett (BOUDON et al., 2011).

A Soufrière tűzhányó több kisebb freatikus kitörést produkált a 18. század vége óta. A 20. század közepétől aktivitása –a vulkanológiai monitoring rendszerek kiépülésével egy időben– kezdett felújulni.

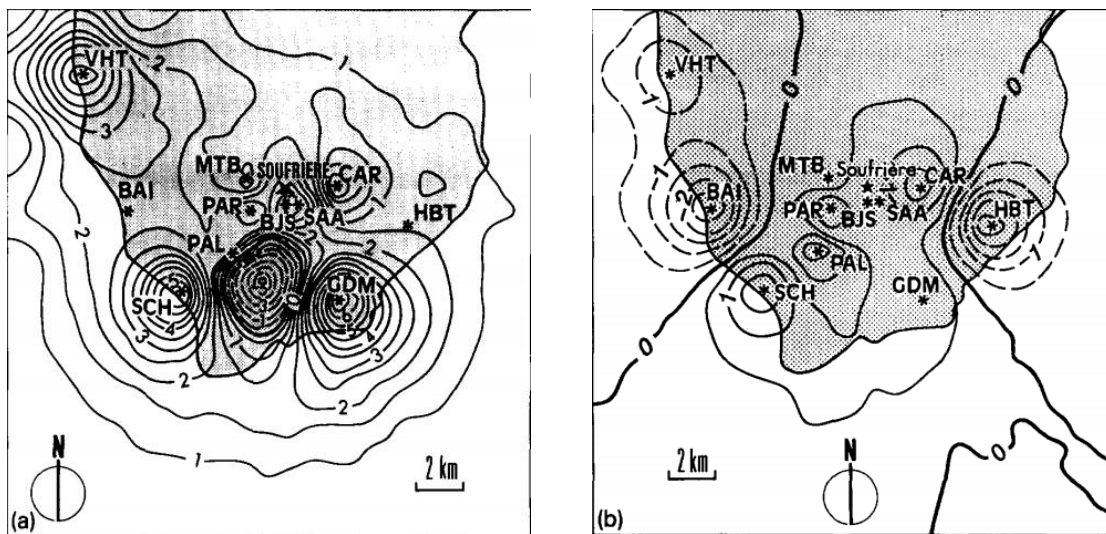
Az 1956 októberi kitörést „vihár előtti csendként” egy csendes szeizmikus szakasz előzte meg. JOLIVET [1958] alapján a 1951 és 1955 között a 20 000 éve folyamatos –főleg csúcs környéki- fumaróla tevékenység látványosan alábbhagyott. Az októberi kitörést egy hónappal korábban fokozódó szeizmicitás, kisebb földrengések jelezték előre. A fumarólák a kitörés alatt és röviddel azután aktívak maradtak, majd a csúcs közelében megszűntek, a kúp szélére migráltak (ZLOTNICKI et al., 1992).

A 20. Soufrière történetében az 1976-77 közötti heves kitörés-sorozatot és az azt felvezető, illetve levezető kísérő jelenségek együttesét a kutatók „*The 1976-1977 seismovolcanic crisis*”-ként említik. Ekkora Guadeloupe szigetén a Soufrière lejtőin és tágabb környezetében jól kiépített monitoring rendszer volt, aminek segítségével a vulkánosság előjelző és kísérő jelenségeit igen pontosan nyomon lehetett követni.

A felújuló, egyre hevesebb magmatizmus hátterében a magmakamra differenciációjának kritikus küszöbértékének elérése, vagy egy újabb magma mennyiség felnyomulása okozhatta, (bővebben lásd FEUILLARD et al., 1983). A hidrotermális oldatok átjárt repedések esetenként agyagásvány-képződés útján telítődhetnek, elzáródhatnak. A csúcs közeli víztartó rétegek felé áramló oldatok útjának megszűnése a felszín közeli magma test fűtő hatásának köszönhetően növekvő nyomást idéz elő az alsóbb víztartókban. E jelenség szolgált hátterül a Soufrière freatikus kitöréseinek (bővebb hiv. BARAT, 1984). Amíg a magma fűtése által gerjesztett nyomás nem érte el a kellő értéket, mely a felsőbb víztartók irányába való áramlási útvonalak létrejöttéhez szükséges, addig a nyomás az alsó víztartókban nőtt tovább. A fumarólák megszűnése a csúcs közelben, és megjelenése a tűzhányó oldalában e folyamatok eredménye lehet (ZLOTNICKI et al., 1992).

Mint ahogy az 1956. októberi freatikus aktivitást megelőzően, úgy az 1976-os kitöréseket is mérsékelt szeizmicitás vezette föl. 1963-1968. között évente 230 kisebb (2-es magnitúdójú) rengést jegyeztek a szeizmográfok. Ezek epicentruma igen sekély, 1-2 km mélységbe helyezkedett el. A „vihár előtti csend” 1974-ben volt tapasztalható, mikor mindössze 47 rengést mértek. A „szeizmikus csend” 1976. június 9-én és július 8-án a Ty vető mentén bekövetkezett földcsuszamlással és a vele egy időben lezajlott két hatalmas freatikus kitöréssel ért véget. Az aktivitás csúcspontját augusztus 24-én érte el: egy nap leforgása alatt 1257-szer rengett a föld és novemberig 17 heves freatikus kitörést produkált a Soufrière.

A kitörések ideje alatt a vulkánon és környezetében mérhető mágneses térerősségben (19. ábra) is változások történtek. Az aktivitás fokozódásával a mágneses térerősség változásának mértéke 1976. szeptembere után 8 nanoTesla-val csökkeni kezdett. A csökkenés mértéke ezután 1 nanoTesla volt (bővebben lásd ZLOTNICKI, 1986). 1976. novemberének utolsó napjaiban a kitörések hevésségének csúcspontjával egy időben a mágneses térerősség az előző hónapokhoz mérten legalacsonyabb értéket mutatta 7 nT értékkel (ZLOTNICKI et al., 1992).



19. ábra A mágneses anomália változásai nanoTesla-ban megadva a különböző mérőállomások körül Basse Terre déli részén (ZLOTNICKI et al., 1992. 99. o.). A bal oldali ábrán 1976 szeptemberi állapot, jobb oldalon a novemberi állapot látható. A nyomtatott betűk mérőállomásokat jelölnek.

A Soufrière eddigi működése során, –mint általában a tűzhányóknál– a kráter irányába vezető repedéshálózaton keresztül cirkuláltak és áramlottak felfelé a felszín közeli magma test fűtő hatása által nyomás alatt tartott hidrotermális oldatok.

E repedéshálózatok igen gyorsan változó jelenségek a vulkán életében: a lokális mikrotektonika és az agyagásványképződés ütemének függvényében záródnak-tömődnek el és jönnek létre újak. E folyamatot híven tükrözik a fumarolák, és hévforrások, mint például a Carbet l’Echelle aktuális helyzete.

A Soufrière 1976-1977-es kitörései után a hévforrások hőmérséklete látványosan csökkenni kezdett. A sekély helyzetű, csapadékvíz által táplált víztartók táplálta csúcs közeli hévforrások (pl. Bains Jaunes) és a csúcstól 2-3 kilométerrel távolabbra eső hévforrások (pl. Bain Chauds de Matouba) is jelentősen veszített hőmérsékletéből. A hévforrások igen beszédes nevűek, melyek vulkáni környezetükről árulkodnak: A Bains Jaunes „sárga fürdőket” jelent, nyilván a kénkiválások apró sárga kristályai után. A Bain Chauds de Matouba pedig az alacsony geotermikus gradiensnek köszönhetően „Matouba meleg fürdőit” jelöli.

Néhány hévforrás hőmérsékleti adatai már 1972-től rendelkezésre állnak. Ezek összevetése az 1976-77-es aktivitás után mért eredményekkel jól mutatja a működés lecsengésének ütemét (bővebben lásd BIGOT & HAMMOUYA, 1982; 1983; 1987).

A Soufrière északkeleti oldalában található Carbet l’Echelle hőmérséklete az aktivitás alábbhagyása után, 1979. februári első mérés szerint 69°C volt, ami 1989. decemberére mindössze 26 °C-ra süllyedt. Persze a vulkán nem minden területén találunk ilyen markáns hőmérséklet csökkenésekre példát. A déli lejtők két hévforrásánál, a le Galion és az előbbiekből már megismert Bains Jaunes vize tartósan 43, illetve 26 °C-os szinten stagnált (ZLOTNICKI et al., 1992).

A Soufrière jövőbeli kitöréseinek fajtáira és kiváltó okaira két forgatókönyvet említenek lehetőségként. FEUILLARD et al. [1983] kutatásai alapján a sekély helyzetű víztartókban összegyűlt csapadék és a kitöréshez szükséges küszöbértékig differenciálódott magmakamra, hevítő hatásának, vagy egy újabban felnyomuló magma testnek köszönhetően freatikus, majd effuzív kitörésre kerülhet sor (bővebb hiv. FEUILLARD et al., 1983).

Másik lehetőség, ha a lokális mikrotektonika miatt elzáródó, vagy agyagásványosodás miatt betömődő repedésekben a hidrotermális oldatok nem képesek tovább közlekedni. A sekély helyzetű magma test hőjétől a nyomás egyre csak nőni fog, mely a kritikus ponton hatalmas freatikus kitöréshez fog vezetni (ZLOTNICKI et al., 1992).

6. Dominika vulkanizmusa, felszínfejlődése

6.1. A Kis-Antillák legnagyobb vulkáni törmeléklavinái

A 800 km² területű volt brit gyarmat, ma önálló szigetország (Dominikai Közösség) a Kis-Antillák egyik legaktívabb szigetén fekszik. Felszíne vulkáni komplexumokkal tarkított és mély, keskeny völgyekkel szabdalt.



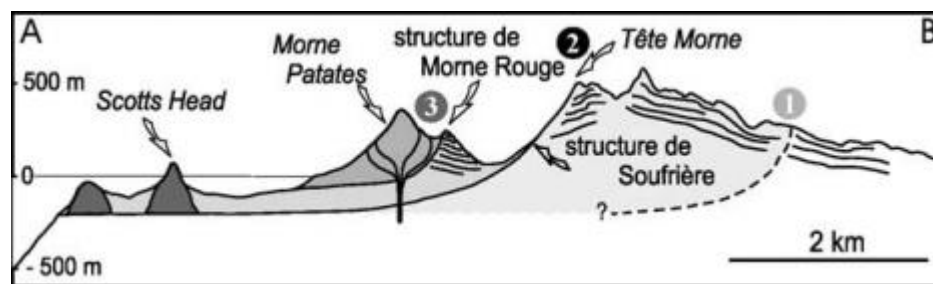
20. ábra Dominika domborzata (www.ezilon.com)

Dominika felszínén három hatalmas törmeléklavina hagyta nyomát. Az Grenadai-medence irányába nyíló, egymásra épülő lópatkó alakú depressziókból hiányzó anyag a tengerfenéken jól felismerhetően terül szét összesen mintegy 3500 km²-es területen.

A legidősebb részleges összeomlást a sziget délnyugati oldalán található Plat-Pays vulkán nyugati lerogyása után Plat-Pays eseményként nevezik a kutatók.

A vulkáni törmeléklavina-üledékek a sziget nyugati partjainál a Pointe Guignard és Soufrière települések közötti területen bukkannak elő, de a tengerben jóval, nagyobb terjedelemmel (18-20 km³) képviseltetik magukat. A trópusi klíma köztudomásúan nem kedvez a vulkáni kőzetek állékonyságának, így a feltételezett egykori lópatkó alakú peremre mára már csak Morne Éloi szirtje emlékeztet. A tengerfeneket borító kaotikus üledékek korát 100 000 évre becsülik, biztosnak mondható viszonyítási pontnak azonban a jelenlegi Plat-Pays vulkán oldalán található eróziós völgyekbe települt későbbi kitörésekből származó piroklaszt ár-üledékekben mért 28 ka lehet (bővebben lásd WADGE, 1985; LE FRIANT et al., 2002).

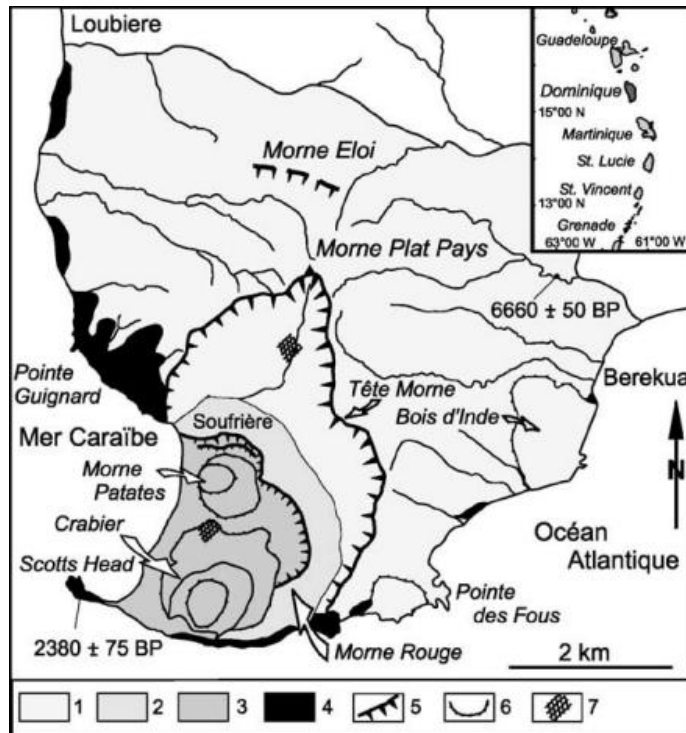
Az első esemény depressziójában felépülő Plat-Pays vulkán részleges összeomlás, a Soufrière esemény egy 4,2 km hosszú, 2,5 km széles depressziót hagyott maga után, melyből a hiányzó anyag térfogata körülbelül 6-7 km³. A tengerbe zúduló törmelékek tanúja a Scott's Head (23. ábra), mely egy több kilométeres átmérőjű megablokk. A hatalmas szirtet borító piroklasztikumok ¹⁴C-es vizsgálata alapján az esemény kora 6600 +/-50 és 2380 +/-75 év közötti időintervallumban lehet (LE FRIANT et al., 2002).



21. ábra A három lejtőcsuszamlási esemény Ny-K oldalmetszete (LE FRIANT et al., 2002. 241. o.).

Morfológiai vizsgálatok egy harmadik, kisebb volumenű (maximum 1 km³) részleges pusztulásra engednek következtetni. A Soufrière esemény karéjszerű gerince egy kisebb depressziót foglal magába. A tengerfenék hangradaros és szeizmikus letapogatási vizsgálatai is egy harmadik, kisebb vulkáni törmeléklavina nyomait mutatják.

A Mourne Rouge esemény kora bizonytalan. Saint Lucia szigetét hasonlóan a fiatal depressziót újabb vulkáni termékek töltik ki: ahogy Saint Lucia-n a Petit Piton és Gros Piton lávadómjai, úgy Dominikán a Morne Patates 450 +/- 90 éves lávadómja (ROOBOL et al., 1983; LE FRIANT et al., 2002) és a Morne Crabier lávadómja foglalja el a kalderát.



22. ábra Dominika délnyugati részének egyszerűsített vulkanológiai térképe (LE FRIANT et al., 2007. 238. o.). 1: Plat-Pays vulkanitjait, 2: Morne Rouge termékeit, 3: recens aktivitás termékei, 4: VTL-üledékek, 5: lejtőcsuszamlások „sebhelyei”, 6: lávadómok, 7: fumarolamezők

LE FRIANT et al. [2002] a részleges csuszamlások okának a vulkánok aszimmetrikus felépítését és hidrotermális gyengítését nevezi meg. A vulkáni felépítmény instabilitását az is előidézhetheti, ha a piroklasztikumok nagyobb mennyiségben alkotják a tűzhányót, mint lávaközetek (VINCENT et al., 1989).

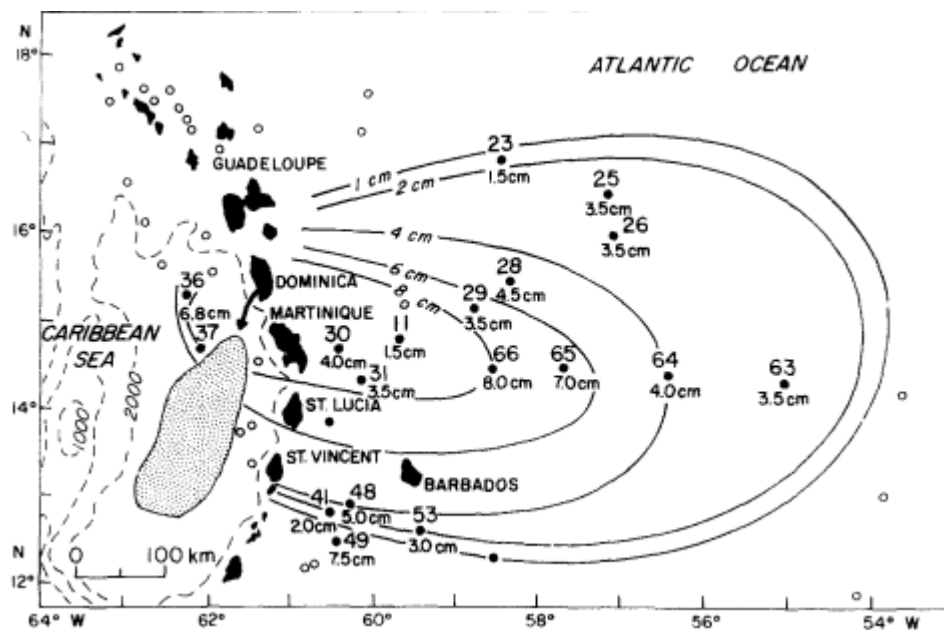


23. ábra A Scott's Head megablokk (wikimedia.com)

6.2. Piroklaszt-árak viselkedése víz alatti környezetben a Roseau Tefra példáján

A 30 000 évvel ezelőtt lezajlott pliniusi és interpliniusi kitörések mintegy 60 km^3 -nyi andezites-riolitos összetételű horzsakövet és porfrakciójú anyagot produkáltak. A levegőből kiülepedett anyag térfogata körülbelül 25 km^3 . A kitörési központtól 600 kilométerre is eljutó kitörési felhő termékeit tengeri üledékek fúrásmintáiban is fel lehet lelni. A kitörés volumenét tekintve a Kis-Antillák utóbbi 200 000 évének legnagyobb robbanásos erupciója lehetett. A Grenadai-medence fenekét $14\,000 \text{ km}^2$ -en borítja (WHITHAM, 1989).

A szigeten jelentős összletei a sziget középső területein (Central Highlands), valamint a Roseau-és Layou-folyók völgyeiben lelhetők fel 30 centiméter vastagon, melyeken sokhelyütt vékony (helyenként ~ 20 cm) interpliniusi réteg fed. A Roseau Tefra tömegének mintegy 58%-át kitevő horzsakőnek köszönhetően halvány rózsaszín árnyalatú. A horzsakövek sűrűsége $1-1,45 \text{ g/cm}^3$.

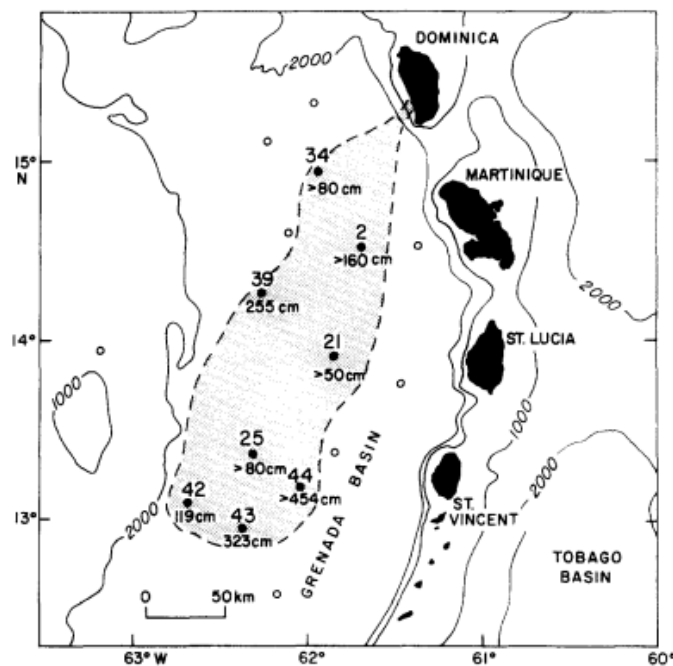


24. ábra A Roseau Tefra elterjedése (CAREY et al., 1980. 74. o.). Az izopachokon belül, illetve azokra illeszkedő fekete pontokkal jelölt fúrások magjai a tefra szórt anyagát tartalmazzák.

ROOBOL et al. [1983] kutatása alapján a Kis-Antillák aktív tagjai közül a két, egymásra legjobban hasonló felépítésű és morfológiájú sziget Dominika és St. Lucia.

A szigetek konvex alakján kívül mindkét szárazulat a délnyugati részeken egy nyugat felé nyitott depresszióval rendelkezik. Ahogy St. Lucia esetében a Qualibou kaldera, úgy Dominikán a Plat-Pays többszöri részleges összeomlás alakította depressziója is fumarolamezőt foglal magába, melyek nyilvánvalóan a sekély helyzetű magmatest jelenlétére utalnak.

Bár ROOBOL et al. [1983] a St. Lucia-t sugárirányban borító ignimbritek forrásául a Central Highlands-et nevezi meg, WOHLLETZ et al. [1985] kutatásai TOMBLIN és ROBSON [1966] felvetését igazolja, miszerint a horzsakövek forrása nem más, mint a Qualibou. Dominika esetében a Roseau Tefra származási helye nem tisztázott, kora azonban ismert. E sorok írója szerint a fentiekben már említett Plat-Pays eróziós völgyeit kitöltő minimum 28 000 éves piroklaszt-ár-üledékek forrásterülete egyezhet a Roseau Tefráéval, vagyis a Plat-Pays esemény és a Roseau Tefrát produkáló pliniusi kitörések között nem elhanyagolható összefüggés lehet.



25. ábra A Roseau kitörés piroklaszt ár üledékének szállítódása (CAREY et al., 1980. 78. o.). A szaggatott vonallal határolt, szürke tónussal jelzett piroklaszt ár-üledék mintavételi helyein (fekete pontok) tapasztalt üledékvastagságot a fekete számok jelölik.

A 30.000 évvel ezelőtti kitörés termékeinek több mint fele tenger alatti piroklaszt árként folytatta útját. A víz alatti környezet döntően befolyásolja az anyag mozgását, sűrűségét. A vízbe való behatolás sebessége a mozgó anyag sűrűségének függvénye.

Lassan mozgó anyag csak akkor képes víz alatt folytatni útját, ha sűrűbb a víznél. Ilyen folyamat például a lávafolyások tengerbe hatolása Hawaii-n. A piroklaszt-árakat azonban 700-900 °C-os gázok és vulkanoklasztitok keveréke alkotja, sűrűségük nem haladja meg az 1g/cm^3 -t. Kis sűrűségük ellenére azonban akár 100-200 km/h sebességgel is mozoghatnak, a víz alá való hatolás lehetősége tehát lehetséges. Tengerben való terjedésük mértéke a sebesség és az anyagvesztés ütemének mértéke közti összefüggés függvénye. Amennyiben a két érték közel egyenlő, a piroklaszt-ár ebben a formában nem terjed tovább, legfeljebb zagyárrá alakul (SPARKS et al., 1980).

Ha a víz alatt mozgó tömeg sebessége meghaladja az víz erodáló képességének mértékét, akkor továbbterjedése biztosított. A mélység növekedésével 10 méterenként 1 barral nő a víznyomás, mely a piroklaszt-árban belső nyomáskiegyenlítésre való törekvést idéz elő. Az izzó por- és gáztömegegrel érintkező víz azonnal gőzzé alakul.

A vízgőz adszorpciója a vulkáni por szilícium tartalmának függvénye, mivel a szilícium és a víz könnyen reagál egymással.

A nyomáskiegyenlítést függvénye tehát szilícium tartalmú vulkáni üvegszemcsék gyakorisága határozza meg a piroklaszt-áron belül, mely elősegíti a vízmolekulák adszorpcióját. (SPARKS et al., 1980).

A Grenadai-medencében nagy területeket fedő piroklaszt-ár üledékek jelenléte e folyamat gyakoriságát támasztja alá. A korábban gyakran víz alatt képződött vulkanitoknak hitt szárazföldi eredetű üledékek arról tanúskodnak, hogy víznyomás hatására az anyag összeforrására, kompaktációjára a tengerfenék ideálisabb környezetnek bizonyul.

7. Martinique vulkanizmusa, felszínfejlődése

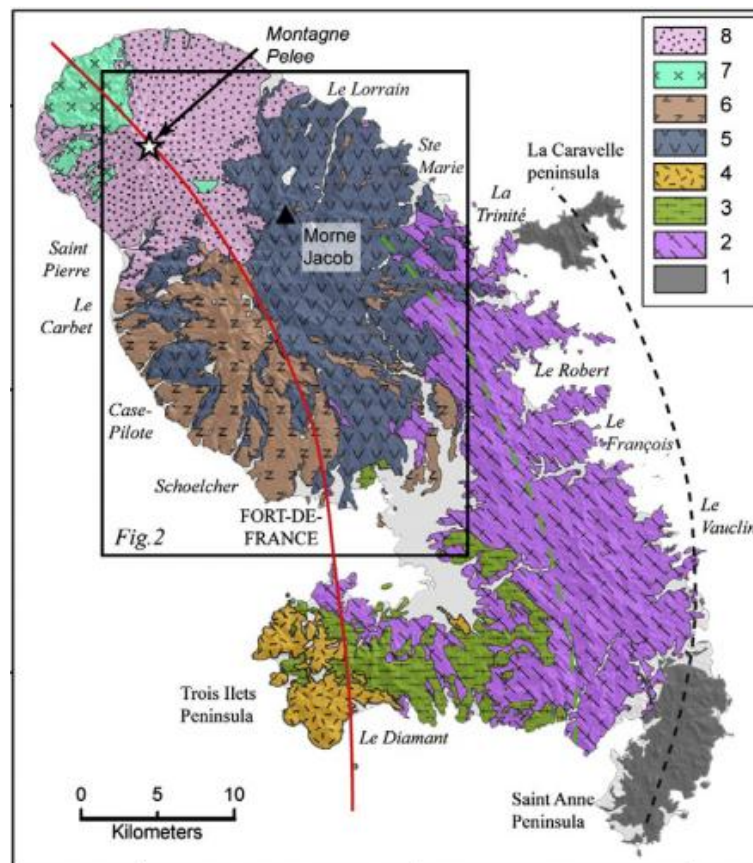
7.1. Martinique fejlődése

Franciaország tengeren túli megyéje, az Európai Unió teljes jogú területeként működő Martinique szigetének vulkanitjain eddig mért legrégebbi koradat alapján sziget épülése 24,8-20,8 Ma között kezdődött. A zömében tholeites bazaltok, majd később alkáli bazaltok a sziget keleti felét alkotó vulkáni komplexumok anyagában lelhetők fel. A Kis-Antillák más szigeteinél, úgy mint Montserratnál és Guadeloupenál tapasztaltakkal ellentétben a Martinique-ot alkotó vulkáni tömegek nem északról délre, hanem keletről nyugatra fiatalodnak. A körülbelül 1,1-1,14 km/Ma sebességgel nyugatra migráló magmatizmus iránya tehát korban és geokémiájában is az egyik legváltozatosabb szigetet hozta létre a Karib-tengeren (GERMA et al., 2011).

A kezdeti tenger alatti vulkánosság leghevesebb időszaka 23 Ma ezelőttre tehető a Alapi Vulkánegyüttes (La Caravelle-félsziget) és a Sainte Anne (Sainte Anne-félsziget) összeleteinek tanúsága szerint. A döntő többségében tholeites bazalt kőzetanyagú vulkáni felépítményeket a Basal Komplex esetében alacsony kovasav tartalmú (52,9-68%) bazaltandezitek és andezitek teszik változatosabbá, míg a Sainte Anne komplexumban 70% SiO_2 tartalmú riolitokkal is találkozhatunk.

A Martinique középső vidékeit felépítő komplexumok a sziget legváltozatosabb kémiájú kőzeteit tartalmazzák. 20 Ma ezelőtt lépett működésbe az északkelet-délnyugati irányban húzódó Vauclin-Pitault Láncot létrehozó hasadékvulkanizmus. A három millió éven át tartó délnyugati vulkanizmusnak köszönhetően jött létre a Morne Pavillon kúpja, mely effuzív működése során „építette maga köré” a Trois Ilets-félszigetet. A második 20 Ma ezelőtt kezdődő második szakasz záróakkordjaként 6,5 millió éve épült fel a főváros, Fort-de-France-ot szegélyező öböltől délre a Gros Ilet lávadóm és a La Vatable lávafolyás, melyek rendhagyó vonása, hogy a magmakamra differenciációjának és benne a 3-20%-kal változott a járulékos „szennyeződések” arányának köszönhetően 64,5%-os SiO_2 tartalmú gránátos dácit alkotja nagy részüket (GERMA et al., 2011).

A jelenleg is és a geológiai közelmúltban is aktív vulkáni komplexumok épülése a miocén vulkanizmus északnyugatra való áthelyeződésével vette kezdetét. Legelső képződménye az 5,4 ma előtt felépült Morne Jacob tűzhányó, melynek később külön alfejezetet szenteltek. A további vulkanizmus során képződött a Trois Ilets, Carbet komplexum és Conil-Pelée komplexuma. Az aktív vulkánosság jelenleg Martinique-on a Conil-Pelée komplexumra korlátozódik. Ennek 1902-1904 közötti működése alkalmával zajlott le az emberi történelem egyik legpusztítóbb kitörése, melynek során St. Pierre és Morne Rouge lakossága, összesen 30 000 fő esett a tűzhányó áldozatául (LE FRIANT et al., 2003). A mérhetetlen pusztítást végző kitörést még egy heves aktív periódus követte 1929-1932 között. (GERMA et al., 2011).



26. ábra Martinique vulkáni komplexumai (GERMA et al., 2010. 298. o.). A fekete szaggatott vonal az egykori, már kihunytt vulkanizmus frontját, a piros a recens vulkanánosság frontját jelöli. 1: Alapi Vulkanegyüttes és Saint Anne-sorozat (25-21 Ma); 2: Vauclin-Pitault tenger alatt képződött lánc (16-8,5 Ma); 3: délekelti vulkanizmus (9-7 Ma); 4: Trois Ilets Vulkanizmusa (2,4-0,4); 5: a Morne Jacob pajzsvulkán; 6: Carbet Komplexum (1-0,3 Ma); 7: Conil Komplexum (0,5-0,1 Ma); 8: a Mt. Pelée (0,126-)

7.2. A Morne Jacob vulkanizmusa

A gyászos emlékü nuée aredent-jairól híres Mt. Pelée délkeleti szomszédságában emelkedő Morne Jacob pajzsvulkán 350 km²-es alapterületével a Kis-Antillák legnagyobb területű tűzhányójának címét tudhatja magáénak. Emellett az egyik legöregebb is.

A részben a Vauclin-Pitault vulkáni lánc közeteire települt tűzhányó két fő aktivitási fázisát írták le, melyekből a második fázis két alfázisra oszlik a köztük található majdnem 800 000 éves eróziós hiátus miatt (GERMA et al., 2010).

Az első fázis 5,4 Ma-tól 4 Ma-ig tartott. A ~ 120 km³-t felszínre hozó első aktivitás anyagát tholeites bazalt lávafolyások képviselik a kúp Atlanti-óceánra néző oldalán. A porfíros szövetű bazaltok ásványos összetételét változatos szemcsenagyságú (200µm-2mm) plagioklászok; augit és olivin alkotja. A második fázis első alfázisa 3,2-2,5 Ma között, a második 2,3-1,5 Ma között tartott. A második alfázis termékei már andezitek és dácitok. A tholeitesből alkáli összetételbe történő átmenet 1,2 Ma ezelőttre datálható (GERMA et al., 2010). A két fázis közti, közel 800 ka éves eróziós hiátus alatti környezet a trópusi klíma gyors eróziója miatt nem kutatható. Egy dolog azonban biztosnak mondható a hiátus időszakára is: a vulkáni felépítmény részleges összeomlására és vulkáni törmelékárvánára nem került sor, mivel a Morne Jacobtól északkeletre elterülő tengerfenék lapos, kaotikus üledékek nyoma sem tapasztalható.

7.3. A Mt. Pelée működése

A Mt. Conil és Jacob-Piton du Carbet idősebb lávadómjai közé ékelődő Mt. Pelée működésének kezdetéről eltérő elképzelések vannak. VINCENT et al. [1989] alapján a vulkanizmus 0,4-0,5 Ma-ezelőtt kezdődött. LE FRIANT et al. [2003] újabb kutatásai alapján 0,2-0,3 Ma lehet a működés kezdete.

Az első, úgynevezett „paleo-Pelée” fázis tehát újabb kutatások alapján 0,2-0,3 millió éve kezdődhetett, amennyiben a 120 km²-es területet elfoglaló Mt. Pelée-től északnyugatra elterülő Mont Conil nem jöhet számításba, mint annak potenciális elődje. VINCENT et al. 1989-es kutatásai alapján felmerült az –amúgy egy komplexumot alkotó– két tűzhányó genetikai kapcsolatának ötlete, mely szerint a Mont Conil a paleo-Pelée fázissal induló vulkanizmus első lépéseként értelmezhető. Bár a két tűzhányó kőzetei valóban igen hasonlóak, a mikroszkópos vizsgálatok, majd azt követően a morfológiai értelmezés elvetette a szoros értelemben vett közös genetika ötletének elvetését.

A Mont Conil egy markánsan különálló, központi helyzetű vulkán. Legelső rétegei tenger alatti környezetben képződtek: a vulkáni összeteket helyenként –a későbbi tektonikus kiemelkedésének köszönhetően– 120-150 méteres magasságban pleisztocén mészkőrétegek szakítják meg, ezen kívül a nagy tömegben előforduló breccsák alaki tulajdonságai is víz alatti hülésre engednek következtetni. A Mont Conil kőzetmintáiban nagyobb arányban találhatóak hornblende kristályok, mint a Mt. Pelée kőzeteiben. A breccsák összetétele is eltérő: a Mont Conil blokkjai szögletesebbek és méreteesebbek.

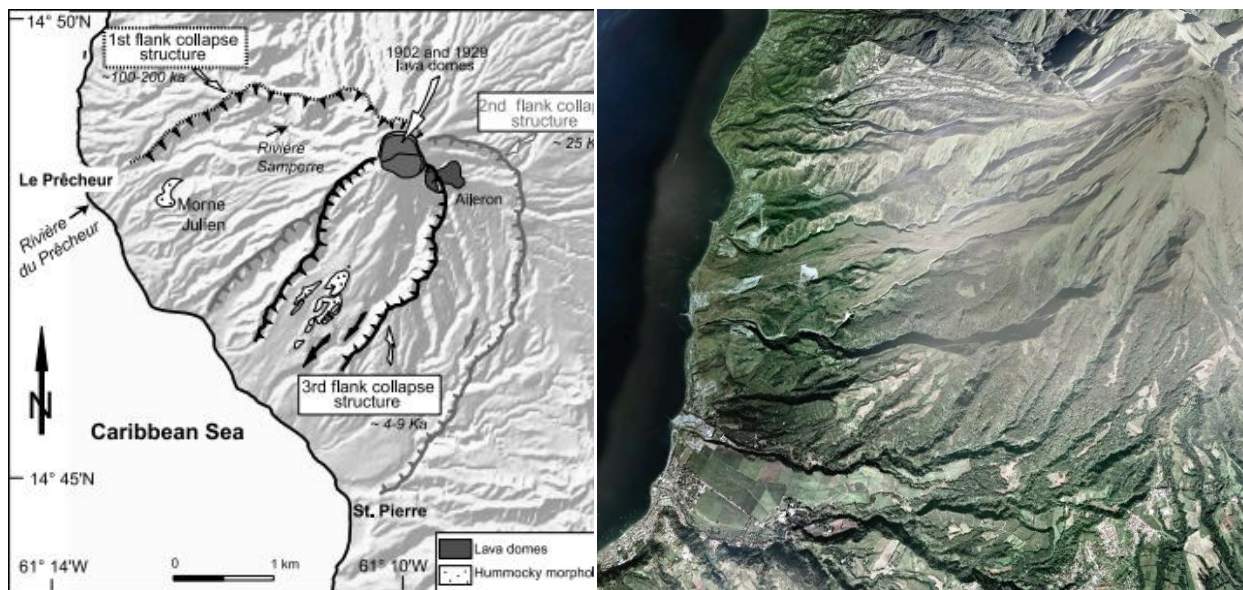
A Mt. Pelée északnyugati területeit vizsgálva felmerülhet annak ötlete, miszerint a Mont Conil szolgáltatta első termékeit, ám a Pelée kúpja igen markánsan elkülönül az összes többi területen kelet, délkelet és dél felé is, ami azt támasztja alá, hogy önálló kitörési központot képvisel. A főleg breccsák (blokk- és hamuár üledékek) és néhány lávafolyás alkotta paleo-Pelée egykori felépítménye ma a somma-kúp peremeként jellemezhető Macouba-kráter falában, 1290 méteres tengerszint feletti magasságban bukkanak elő. A Tombeau-Caraïbe-típusú breccsák főleg a Pelée nyugati oldalát alkotják. A vulkanoklasztit-rétegsor gradációt mutat és a szemcsék enyhén hólyagosak. Alakjuk és kontaktzónájuk a mátrix porfrakciójával és kisebb lapillivel a szárazföldi szállítódás körülményeire utal, a közvetlen explozív kitörésből történő szórás utáni település tehát kizárható. A vulkán északi oldalán található Macouba típusú breccsák jól rétegzettek, bennük maximum 30 centiméter vastag finomszemcsés rétegek és lapillit, valamint akár 50 centiméteres átmérőjű blokkokat tartalmazó rétegek váltják egymást. Kialakulásuk nem tisztázott, valószínűleg lejtőbreccsák további átalakulásával jöttek létre. E folyamatok nyomait a Mont Conil-tól délkeletre található epiklasztit anyagú sziklák tanúsítják (VINCENT et al., 1989).

A Pelée működésének második, „St. Vincent” fázisát LE FRIANT et al. [2003] a 40 ka-19ka közötti időszakra datálja, másfél évtizeddel korábban, mint VINCENT et al. [1989], akik ezelőtt tizenkilenc ezer évig számították a heves kitörésekkel tarkított időszakot.

Az ezt megelőző paleo-Pelée fázis effuzív működését explozív vulkanizmus váltotta fel. A markáns működés-beli változás okán a Pelée utóbbi két kialakulási fázisát Neo-Pelée-nek nevezzük.

A salakkúpokat és lávadómokat létrehozó működést egy, ma is látványosan kirajzolódó lópatkó-kalderát kialakító kitörés szakította meg. A Pelée fejlődéstörténetében három dómösszeomlási eseményt különböztetünk meg (27. ábra).

Az első, „Le Prêcheur” eseményről nem maradt fent lópatkó alakú depresszió, viszont a paleo-Pelée fázishoz köthető blokk- és hamuár üledékek, –akár a Visegrádi-hegység lópatkó alakú Keserűs-hegyén található Vadálló-kövek– e puszító folyamat tanúi lehetnek. Az egykori kalderaperem északi részletét vélte felfedezni LE FRIANT et al. [2003] a Rivière du Prêcheur-folyó jobb partján található összletben.



27. ábra A Mt. Pelée három legnagyobb lejtőcsuszamlása és nyomaik a szárazföldön (BOUDON et al., 2007. 16. o.; Google Earth). A bal oldali mezőben három részleges összeomlás sebhelyei láthatók. A fehér, pontozott foltok VTL-üledékek dimbes-dombos felszínei. A grafit színű területek a Pelée fiatal lávadómjait jelölik.

A Grenadai-medence irányába, délkeletre nyitott, 6x3,5 kilométeres depresszió tenger alatti folytatása egy széles „chute”, egy tenger alatti völgy. Mind a lópatkó-kaldera, mind pedig az azt 25.000 +/- 1040 éve (bővebben lásd TRAINÉAU et al., 1983) létrehozó explozív kitörés termékeit a Grenadai-medencébe vezető „chute” azonos keletkezésű lehet (LE FRIANT et al., 2003). A víz alatti völgy morfológiáját tekintve jól elkülönül a Martinique selfjét felárkoló mély és meredek falú kanyonoktól.

A 13 km hosszú és 4 km széles völgy északi falai 10-60 m magasak, déli falai 150-350 méteresek a part és az 1700 méteres mélységet jelölő izovonal között. Aljzata kevésbé markáns domborzatú. A Pelée-t másodízben pusztító esemény vulkáni törmeléklavinájának üledékei egészen a Grenadai-medence sekély lejtőjéig érnek és 20 km²-nyi területet borítanak (LE FRIANT et al., 2003).

A második kalderaképző eseményt a szárazföld domborzatában bekövetkezett szerkezetmorfológiai változások, törések, tereplépcsők mutatják. A St. Vincent fázis működéséhez tartozó St. Pierre kalderaképző eseményt egy, a Morne Plumé lávafolyást és a Morne Calebasse lávadómot, valamint a már korábbiakban említett paleo-Pelét-t alkotó Tombeau-Caraïbes breccsákat metsző 300 méteres szirt jelképezi. U/Th kormeghatározás alapján a Morne Calebasse kora ~37 ka, a Morne Plumé lávafolyásé ~25 ka, tehát az esemény minimum 25000 éve történhetett. A hosszan a Grenadai-medence fenekéig nyúló völgyben lezúdult törmelék felszínét 4 méter vastagon már üledék lepi. Ha az esemény valóban 25 ka ezelőtt következett be, akkor szedimentáció 16cm/ka sebsséggel zajlott napjainkig.

A Mt. Pelée eddigi történetének harmadik jelentős összeomlása (Rivière Sèche esemény) a vulkán harmadik működési fázisához kapcsolódik. A LE FRIANT et al. [2003] és VINCENT et al. [1989] által „modern periódusként” nevesített időszak előbbi kutató vezetésével végzett kutatások alapján 14 ka ezelőtt, utóbbi kutató 1989-es kutatása alapján 13,5 ka ezelőttre datálható. E szakaszt horzsakőszórásokkal kísért pliniusi kitörések és dómösszeomlások által kiváltott izzófelhők és torlóárak lezúdulása jellemezte. Az izzófelhők, vagy, ahogy a nemzetközi irodalomban szerepelnek: *nuée ardente*-ok igen gyakori vendégei Martinique szigetének. A paleo-Pelée fázis végét és Neo-Pelée fázis elejét jelző blokk- és hamuár üledékek izzófelhők termékei. E korai szakaszok esetén még nem beszélhetünk Pelée-típusú kitörésről (VINCENT et al., 1989). Az izzófelhő a vulkáni kürtőjéből táplált felhajtóerő csökkenésével roskad össze és zúdul le a tűzhányó lejtőin.

A korábban tárgyalt St. Vincent szigeti Soufrière tűzhányó gyakorta produkál ilyen kitöréseket, ezért a típus St. Vincent típusnak nevezik (LE FRIANT et al., 2003).

1902. május 8-án addig sosem látott jelenség által kísért explozív kitörés tarolta le Martinique északi felét és két települését. E sorok írója szerint a létező legfélelmetesebb vulkáni jelenség vette kezdetét a látványos kitörést megelőzően.

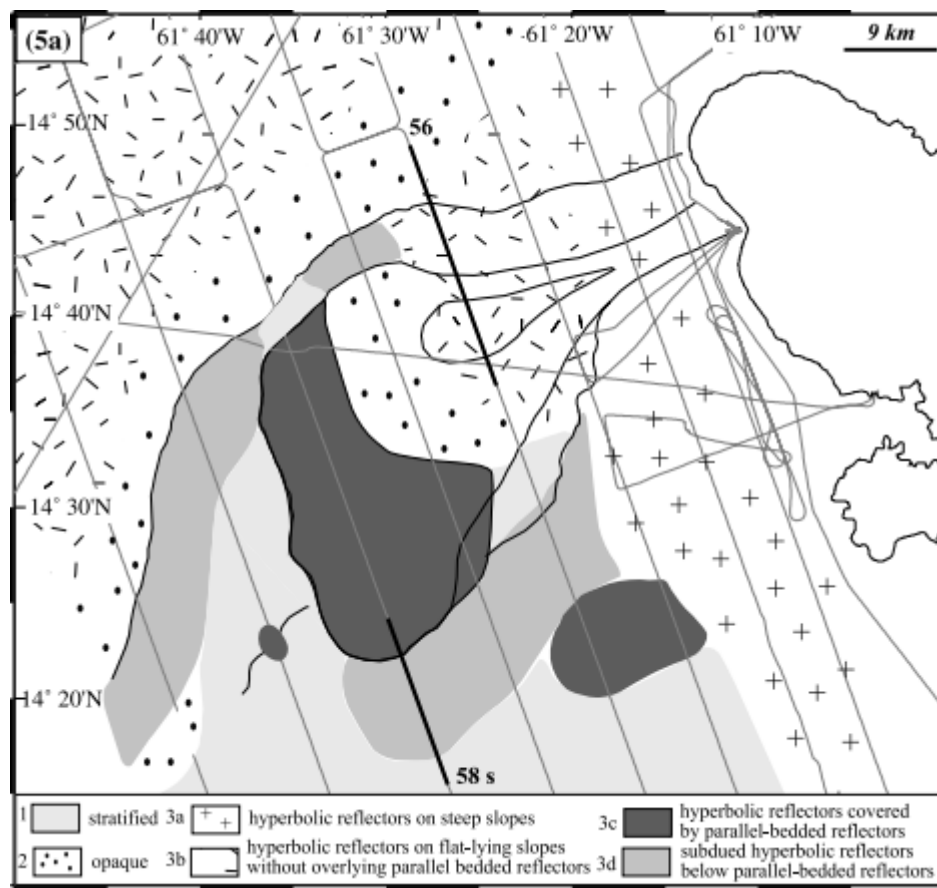
A kezdeti földrengések után május 8-a éjjelén egy izzó lávatű emelkedett ki a Mt. Pelée kráteréből, mely alatt a gáznyomás folyton nőtt. A túlnyomás hatására a gázok robbanásszerű távozásával zajlott le az első kitörés, melynek izzófelhője maga alá temette St. Pierre és Morne Rouge teljes lakosságát. A lávatű alól kirobbanó kitörések még pár napig ismétlődtek, majd az izzó lávatű eltűnt a kráterben.

A St. Pierre esemény kalderáját a modern periódus termékei töltik ki, köztük a legfontosabb felépítmény, a Mt. Pelée új kúpja (27. ábra). Kilenc ezer évvel ezelőtt egy kisebb kalderaképződés is lezajlott, melynek nyomán a St. Pierre esemény depresszióban egy harmadik, 1,5x4km méretű mélyedés keletkezett. A későbbi explozív aktivitás nyomán piroklasztitok települtek a legkisebb depresszióba, ezek kora körülbelül 4000-4100 éve (bővebben lásd ROOBOL&SMITH, 1976). A lezúdult anyag térfogata 2 km³ lehetett. A legújabb, jelenlegi kráter, az Étang Sec („száraz tó”) az utóbbi 2000 évre visszamenően lehetett aktív (VINCENT et al., 1989). A második esemény üledékeire 300-400 méter vastagon települő tenger alatti összlet szintén egy „chute” által előrejelzett úton folyt a Grenadai-medence mélye felé. A szárazföldi lópatkó-kaldera tenger alatti folytatása 30-40 méter mély a parttól egészen az 1300 méteres izobátiig. A három dómösszeomlási esemény vulkáni törmeléklavina-üledékei közül az utolsó rendelkezik a „klasszikus” hummocky felszínnek tulajdonságaival. A 100-500 méter átmérőjű megablokkok az üledék középső régióiban koncentrálnak (LE FRIANT et al., 2003).

A tengerfenék geofizikai mérésekkel készített domborzati modelljein kirajzolódó Le Prêcheur, St. Pierre és Rivière Sèche események vulkáni törmeléklavina-üledékei –ahogy a Kis-Antillák munkám során eddig tárgyalt szigeteinél már láhattuk- anyagi összetételük és települési helyzetük függvényében változatos visszaverődési mintázatot mutatnak (28. ábra). Martinique selfjének vizsgálata Monserrat-hoz hasonlóan az AGUADOMAR során zajlott 3,5 kHz-es hangradar, mágneses mérések és hat csatornás szeizmikus rendszerek segítségével.

Az első fácies a Grenadai-medence rétegzett üledékeire vonatkozik és a legmagasabb visszaverődési értékkel rendelkezik és a vulkáni törmeléklavináknál tapasztalt hiperbola alakú visszaverődési mintázatot képez, jelen esetben azonban a vizsgált üledékek északnyugaton nem a Pelée-Conil komplexum termékei, hanem a későbbiekben tárgyalandó Dominika szigetéről származnak. A mintázatokon külön fácies (2-es) jelöli a vulkáni törmeléklavina üledékeivel szomszédos nem azonos genetikájú üledékeket.

A visszaverődési mintázatokon jól elkülönülnek a meredek tenger alatti lejtőkre települt kaotikus üledékek (3a), ám e csoportba tartoznak ugyancsak az tengerfenék lapályaira eljutott vulkáni törmeléklavinák. Ezek frontja a 4-es számmal jelölt fácies, mely után a Grenadai-medence belseje felé már lamináris finomszemcsés üledékek (5-ös fácies) veszik át az uralmat (LE FRIANT et al., 2003).



28. ábra A Mt. Pelée VTL-üledéke fáciesének térbeli elhelyezkedése (LE FRIANT et al., 2003. 5. o.). 1: rétegzett ; 2: opak; 3a: meredek lejtőkön mért hiperbola alakú visszaverődési mintázat; 3b: fedetlen kaotikus üledékek; 3c: rétegzett üledékekkel fedett kaotikus üledékek; 3d: átmeneti fácies.

Martinique szigetének vulkánjainak felépülése és azokhoz szorosan kapcsolódó dómösszeomlások, kalderaképződések okozta törmeléklavinák kimutathatósága a leglátványosabbak közé tartozik a Kis-Antillákon. A Pelée komplexum három jelentős részleges pusztulása három jól kirajzolódó és egymásra épülő tenger alatti üledékhalmazt eredményezett. A Grenadai-medence felé tartó, a selfet felárkoló kanyonoktól eltérően szélesebb és sekélyebb völgyeket is találhatunk, melyek kialakulása a bennük levezett vulkáni törmelék-tömegek eredetével azonosnak vélhető (LE FRIANT et al., 2003).

Az általam vizsgált jelenségek szárazföldi kiváltó okainak és tengerfenékre gyakorolt morfológiai hatásának ideális példaterülete.

8. A vulkanizmus szempontjából aktív környezet közvetett veszélyforrásai: a cunamik

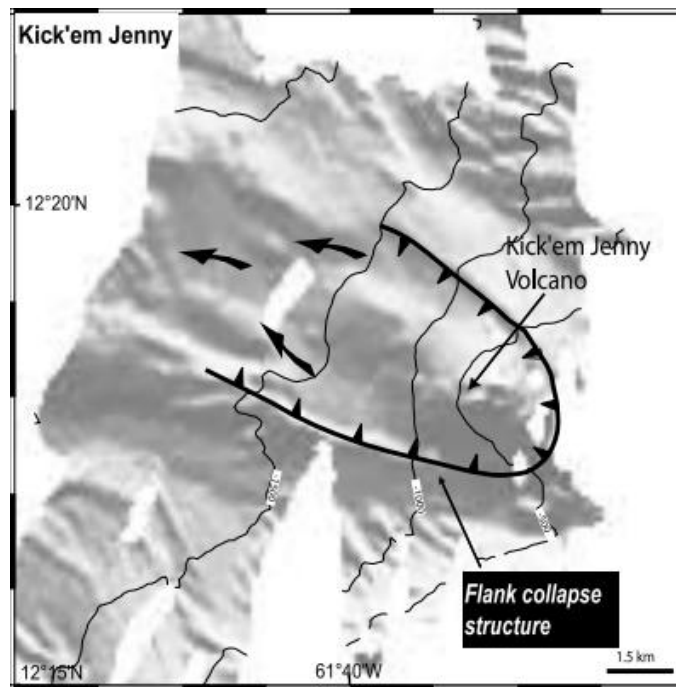
A Kis-Antillák aktív szigeteinek részleges pusztulásai, dómösszeomlásai potenciális cunamiveszélyt jelentenek a karibi térség partjai élők számára. A kis alapterületű szigeteken meredek lejtőkkel magasodó vulkáni felépítmények instabilitásából adódóan a tengerbe hirtelen kerülő hatalmas tömegű vulkáni törmelékanyag, vagy blokkok a cunamik ideális kiváltó okaként szolgálnak. A tengerrengés-hullámok másik okozói a földrengések, melyekre szomorú példa a 2010-es haiti katasztrófa.

A szigetek vulkánjainak összeomlásai, a tenger alatti lejtők hirtelen megcsúszásai, vagy akár tenger alatti vulkáni kitörések mind különböző mértékű cunamikat generálnak. A szárazföldi csuszamlások által kiváltott tengerrengés-hullámok mérete a tengerbe zuhanó anyag tömegén kívül a part menti víz mélységétől is függ. A víz mélyülése és a kiváltott hullám magassága közt fordított arányosság van. Ha tehát egy dómösszeomlás termékei sekély parti vizekbe érkeznek, jó esély van katasztrófális cunamikra. Mértékük kifejezésére használandó a Froud-szám, mely a vízmélység, a terjedési sebesség, viszonyán alapul.

Abban az esetben, ha a Froud szám 1-nél kisebb, a hullám gyorsabban terjed a cunamit kiváltó megcsúszlott, leomlott tömegnél. Ha a Froud szám=1, akkor a cunami és az azt

kiváltó tömeg együtt mozog. 1-nél magasabb érték esetében katasztrofális hullám várható. (WATT et al., 2012). Egy ilyen esemény egyik legvalószínűbb helyszínéül a kutatók Montserrat délekeleti partjait, a Soufrière előterét említik.

A Grenadine-szigetek déli végében időzített bombaként ketyegő Kick'em Jenny (29. ábra) a Kis-Antillák láncának egyetlen víz alatti aktív tagja. A késő-miocén óta folyamatosan alakuló Grenadine-szigetekhez tartozó Sister-szigetek által közrefogott depresszióban foglal helyet. A bazaltos kőzetanyagában olivin, plagioklász, klinopiroxén és méretes (~ 2cm) amfibolok lelhetők fel. Első, ember látta 1939-es kitörése rendkívül látványos volt a víz felszínéről nézve: egy hatalmas vízoszlop tört fel fekete por - és gőzkilövellések kíséretében. A kitörés során kőzetdarabok is felszínre kerültek (BOUYSSSE et al., 1988).



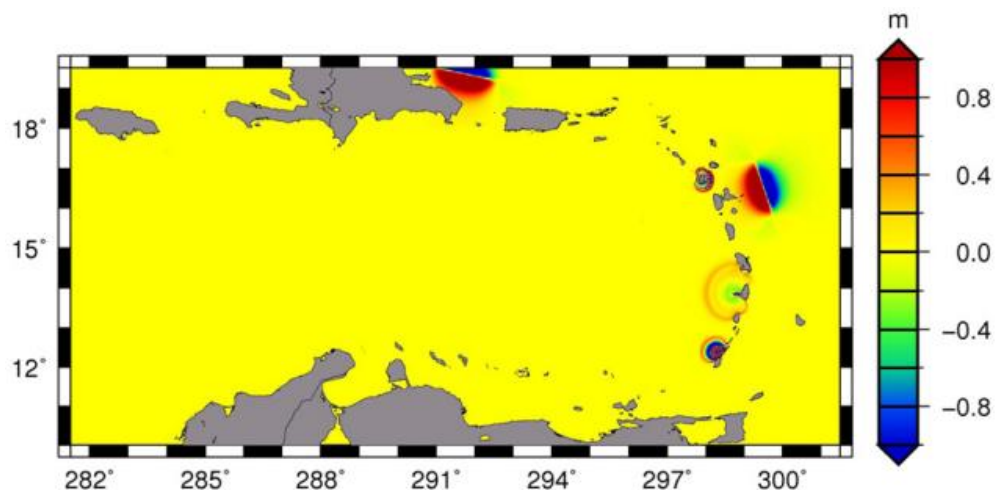
29. ábra A Kick'em Jenny tenger alatti vulkán "fészke" egy korábbi lejtőcsuszamlás nyugat felé nyitott sebhelyében (BOUDON et al., 2007. 20. o.).

Az 1962-es és 1966-os expedíció rámutatott, hogy e két év között két jelentősebb kitörése zajlott le. A kúp ekkor még 40 m magas volt, vagyis 192 méterrel a vízszint alatt terült el. 1974-ig tartó működését piroklaszt árák is jellemezték. A Grenadai-medence felé 6 kilométer hosszan nyúló üledéktömeg e fázis eredménye.

Szabályos alakú krátere 180 méter átmérőjű és 15 méter mély volt, melyet a kilencedik, 1977. január 14-i kitörés után nem láttak többé (bővebben lásd SIGURDSSON & SPARKS, 1979).

A Kick'em Jenny kúpjánál mért erős mágneses anomália (~ 1000 nT) jól jelzi, hogy a magmás aktivitás korántsem hagyott alább. A Kis-Antillák egyik legaktívabb tűzhányójaként az 1980-as évek végéig 1939-es felfedezése óta kilencszer tört ki. További aktivitására meglehetősen pesszimista forgatókönyvek vannak: egy, az 1939-es kitöréshez hasonló volumenű esemény hatására Saint Vincent, Barbados, Trinidad partján 2 méteres hullámok, közvetlen közelében a Grenadine-szigeteken 3 méteres hullámok söpörnének végig (HARBITZ et al., 2012). Mind a szigetek vulkánjainak, mind a Kick'em Jenny működésének folyamatos nyomon követése elengedhetetlen.

Egy 20 000 kilotonnás erejű erupció esetén a kitörési központtól 3 km-re 130 méteres hullámok indulnának el, melyek a Kick'em Jennytől 10 kilométerre távolodva 21 méteresre csökkenve folytatnák útjukat. Nem csak kitörések jelentenek potenciális veszélyt. A tenger alatti csuszamlások, melyek hosszú ideig együtt képesek mozogni a víztömeggel (Froud szám=1) váltják ki a legnagyobb cunamikat (bővebb hiv. GISLER et al., 2006).



30. ábra Tengerengés-hullám magasságának (méter) fejlődése közvetlen egy esetleges kiváltó esemény után a karibi térségben (HARBITZ et al., 2012. 9. o.). Két potenciális földrengés forrása (Hispaniola szigete és a Kis-Antillák térsége), valamint három katasztrofális lejtőcsuszamlás forrásterületei (Montserrat, St. Lucia és a Kick'em Jenny) láthatók.

A Kis-Antillák összes szigetét egy órán belül elérné egy a Kick'em Jenny által kiváltott cunami. Remélhetőn Jenny senkit nem fog komolyabban oldalba rúgni a közeljövőben.

9. Összefoglalás

Vulkáni felépítmények részleges összeomlásai, a „sector collapse” események nem a Kis-Antillák egyedülálló jelenségei. Kontinensek belsejében is találkozunk e jelenség nyomaival, ahogy Magyarországon a lópatkó alakú Keserűs-heggyel szemben, a Szent Mihály-hegy déli oldalában feltároló durvaszemű kaotikus breccsaüledék is erre enged következtetni (KARÁTSZON, 2001).

Kis-szigeteken ez a folyamat azonban sokkal látványosabb, hiszen a szárazulatok felszínének alakításában a legfontosabb tényezők közt szerepelnek. A kis alapterületű szigetek és vulkánösszeomlások viszonya kölcsönös jelenségből fakad a Kis-Antillákon. A Karib-tenger víztükre fölé meredeken magasodó felépítmények aszimmetrikus terepre települtek: nyugat felé kilencszer meredekebb lejtő vezet a Grenadai-medencébe, mint az Atlanti-óceánba (ROOBOL et al., 1983). Ez a topográfiai adottság a felelős a Montserrat-on, Dominikán, Martinique-on, Saint Lucián és Saint Vincent-en nyugat, délnyugat felé nyíló lópatkó alakú depressziókért és azok folytatásában a tengerfenéken elterülő több ezer négyzetkilométert borító dimbes-dombos „hummocky” felszínű vulkáni törmeléklavina üledékekért. Ahogy azt St. Vincent és Martinique esetén láthatjuk, e kaotikus törmelék tömegek messze juthatnak a haladási irányukkal párhuzamos tenger alatti völgyekben. A st. vincent-i Soufrière-hez és a martinique-i Mt-Pelée-hez is kapcsolható olyan üledék, melynek haladási útvonalat ezek a széles, alacsony falú, hullámos fenekű völgyek, „chute”-ok biztosították.

E pusztító folyamatok „előkészítő” jelenségek vulkánonként eltérőek lehetnek, de általánosságban elmondható, hogy az aszimmetrikus felépülés (pl. Mt. Pelée), hidrotermális oldatok intenzív jelenléte (pl. montserrat-i Soufrière), és nem utolsósorban meredek tenger alatti lejtők felelősek. A döntő többségben andezites felépítésű Kis-Antillák aktív szigeteire e törvényszerűségek egyaránt elmondhatók.

10. Abstract

Sector collapses are considered as common destructive processes in volcanic areas. Their landmarks are chaotic debris avalanche deposits with hummocky morphology. We can find them inland areas such as the Danube Bend in the Carpathian Basin. Opposite the horseshoe-shaped Keserús Hill we can recognize the typical chaotic deposits exposed on the slopes of Szent Mihály Hill (KARÁTSÓN, 2001).

These processes are more spectacular on small islands such as the Lesser-Antilles. High volcanic edifices were constructed on small areas. The drop of hydrostatic pressure in ice age or hydrothermal fluids which circulate the volcanoes are very efficient in weakening the edifice. Considering these factors, the Lesser Antilles is a risky area given the asymmetric topography of the surrounding seafloor. The slopes driving into the 2900 meters deep Grenada Basin are 9° steep while the slopes on the Atlantic side steepen with 1° . (ROOBOL et al., 1983). This topographic situation is in charge of the westward and south-westward opened horseshoe-shaped structures on Montserrat, Guadeloupe, Dominica, Martinique, Saint Lucia and on Saint Vincent as well. The debris avalanche deposits coming from these depressions are often easily recognizable on the seafloor by their hummocky morphology. Many of them were driven by elongated chutes like at Soufrière of St. Vincent and Mt. Pelée of Martinique.

We can attribute the volcanic landform evolution in Lesser Antilles to the result of destabilization of edifices, caused by hydrothermalized weakening, asymmetric edifice construction, and steep slopes leading to Grenada Basin. Examined areas in the BSc thesis show that this hypothesis is reasonable.

11. Köszönetnyilvánítás

Elsősorban témavezetőmnek és tanáromnak, Dr. Karátson Dávidnak szeretném megköszönni a szakmai útmutatást és témavezetést. Köszönettel tartozom Sébastien Lebrandt-nak, a saint-étienne-i Jean Monnet Egyetem Geológiai Tanszékének kutatójának, aki személyes beszélgetésünk alkalmával a francia szakirodalom fellelésének első lépéseiben segített és Anne Le Friant professzorasszonyhoz irányított. Köszönöm Kósik Szabolcs hasznos tanácsait a szakdolgozat összeállításával kapcsolatban.

Végül, de nem utolsó sorban köszönöm Anne Le Friant professzorasszonynak, hogy megtisztelt néhány saját cikkének elküldésével, amelyek nyomán elindulhattam az információk gyűjtésében.

Szentendre, 2013. május 9.

12. Irodalomjegyzék

A. Le Friant, C. Deplus, G. Boudon, N. Feuillet, J. Tromifovs, J-C. Komorowski, R.S.J. Sparks, P. Talling, S. Loughlin, M. Palmer, G. Ryan (2010), Eruption of Soufrière Hills from an offshore perspective: Insights from repeated swath bathymetry surveys, *Geophysical Research Letters*, 37, pp. 1-6

A. Le Friant, C.L. Harford, C. Deplus, G. Boudon, R.S.J. Sparks, R.A. Herd, J-C. Komorowski (2004), Geomorphological evolution of Montserrat (West Indies): importance of flank collapse and erosional processes, *Journal of the Geological Society, London*, 161, pp.1-14

A. Le Friant, G. Boudon (2003), Large-scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles, *Journal of Geophysical Research*, 108, pp. 1-15.

A. Samper, X. Quidelleur, G. Boudon, A. Le Friant, J.C. Komorowski (2008), Radiometric dating of three large volume flank collapses in the Lesser Antilles Arc, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 176, Issue 4, 15 October 2008, Pages 485–492

A.G. Whitham (1989), The behaviour of subaerially produced pyroclastic flows in a subaqueous environment: Evidence from the Roseau eruption, Dominica, West Indies, *Marine Geology*, Volume 86, Issue 1, February 1989, Pages 27–40

Anne Le Friant, Georges Boudon, Jean-Christophe Komorowski, Christine Deplus (2002), L'île de la Dominique, à l'origine des avalanches de débris les plus volumineuses de l'arc des Petites AntillesThe Island of Dominica, site for the generation of the most voluminous debris avalanches in the Lesser Antilles Arc, *Comptes Rendus Geoscience*, Volume 334, Issue 4, 2002, Pages 235–243

Anne Le Friant, Georges Boudon, Adrien Arnulf, Richard E.A. Robertson (2003), Debris avalanche deposits offshore St. Vincent (West Indies): Impact of flank-collapse events on the morphological evolution of the island Original Research Article, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 179, Issues 1–2, 15 January 2009, Pages 1-10

Anne Le Friant, Georges Boudon, Jean-Christophe Komorowski, Christine Deplus (2002), L'île de la Dominique, à l'origine des avalanches de débris les plus volumineuses de l'arc des Petites Antilles, *Comptes Rendus Geoscience*, Volume 334, Issue 4, 2002, Pages 235-243

Aurélie Germa, Xavier Quidelleur, Shasa Labanieh, Catherine Chauvel, Pierre Lahitte (2011), The volcanic evolution of Martinique Island: Insights from K–Ar dating into the Lesser Antilles arc migration since the Oligocene, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 208, Issues 3–4, 1 December 2011, Pages 122–135

Aurélie Germa, Xavier Quidelleur, Shasa Labanieh, Pierre Lahitte, Catherine Chauvel (2010), The eruptive history of Morne Jacob volcano (Martinique Island, French West Indies): Geochronology, geomorphology and geochemistry of the earliest volcanism in the recent Lesser Antilles arc, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 198, Issues 3–4, 15 December 2010, Pages 297–310

Boudon G., M.P. Semet and P.M. Vincent (1987), Magma and hidrotermally driven sector collapses: The 3100 and 11,500 y. B.P. eruptions of la Grande Découverte (La Soufriere), Guadeloupe, French West Indies, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 33, 317-323.

C.B. Harbitz, S. Glimsdal, S. Bazin, N. Zamora, F. Løvholt, H. Bungum, H. Smebye, P. Gauer, O. Kjekstad (2012), Tsunami hazard in the Caribbean: Regional exposure derived from credible worst case scenarios, *Continental Shelf Research*, Volume 38, 15 April 2012, Pages 1–23

Christine Deplus, Anne Le Friant, Georges Boudon, Jean-Christophe Komorowski, Benoit Villemant, Chloe Harford, Jacques Ségoufin, Jean-Louis Cheminée (2001), Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 192, Issue 2, 15 October 2001, Pages 145–157

G. Boudon, A. Le Friant, J-C. Komorowski, C. Deplus, M. P. Semet (2007), Volcano Flank Instability on the Lesser Antilles Arc: Diversity of Scale, processes, and temporal recurrence, *Journal of Geophysical Research*, 112, Pages 1-28

G. Boudon, J.C. Komorowski, Y. Legendre, J. B. de Chabalière (2011), La Grande Découverte-Soufrière and the Monts Caraïbes volcanoes, *Caribbean Geological Conference (2011)*. pp. 1-28

- Jacques Zlotnicki, Georges Boudon, Jean-Louis Le Mouél (1992)**, The volcanic activity of La Soufrière of Guadeloupe (lesser antilles): structural and tectonic implications, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 49, Issues 1–2, January 1992, Pages 91–104
- Karátson Dávid (2001)**, Vulkáni törmeléklavinák: általános jellemzők, ismert példák, magyarországi előfordulások, *Földtani Közlöny* 131/1-2, 253-283
- Kenneth Wohletz, Grant Heiken, Mark Ander, Fraser Goff, François-David Vuataz, Geoff Wadge (1986)**, The Qualibou caldera, St. Lucia, West Indies, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 27, Issues 1–2, January 1986, Pages 77–115
- M.J. Roobol, J.V. Wright, A.L. Smith (1983)**, Calderas or gravity-slide structures in the Lesser Antilles island arc?, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 19, Issues 1–2, November 1983, Pages 121–134
- P.M. Vincent, J.L. Bourdier, G. Boudon (1989)**, The primitive volcano of Mount Pelée: its construction and partial destruction by flank collapse, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 38, Issues 1–2, August 1989, Pages 1–15
- Philippe Bouysse, Alain Mascle, Alain Mauffret, Bernard Mercier De Lepinay, Isabelle Jany, Annette Leclere-Vanhoeve, Marie-Claire Montjaret (1988)**, Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous-marines de l'arc récent des Petites Antilles (Kick'em Jenny, Qualibou, Montagne Pelee, nordouest de la Guadeloupe), *Marine Geology*, Volume 81, Issues 1–4, June 1988, Pages 261–287
- S.F.L. Watt, P.J. Talling, M.E. Vardy, V. Heller, V. Hühnerbach, M. Urlaub, S. Sarkar, D.G. Masson, T.J. Henstock, T.A. Minshull, M. Paulatto, A. Le Friant, E. Lebas, C. Berndt, G.J. Crutchley, J. Karstens, A.J. Stinton, F. Maeno (2012)**, Combinations of volcanic-flank and seafloor-sediment failure offshore Montserrat, and their implications for tsunami generation, *Earth and Planetary Science Letters*, Volumes 319–320, 15 February 2012, Pages 228–240
- Samper, X. Quidelleur, J.-C. Komorowski, P. Lahitte, G. Boudon (2009)**, Effusive history of the Grande Découverte Volcanic Complex, southern Basse-Terre (Guadeloupe, French West Indies) from new K–Ar Cassinot–Gillot ages, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 187, Issues 1–2, 30 October 2009, Pages 117–130

Sparks et al., R.S.J. Sparks, H. Sigurdsson, S.N. Carey (1980), The entrance of pyroclastic flows into the sea, II. Theoretical considerations on subaqueous emplacement and welding, The entrance of pyroclastic flows into the sea, II., J. Volcanol. Geotherm. Res., 7 (1980), pp. 97–105

Steven N. Carey, Haraldur Sigurdsson (1980), The roseau ash: Deep-sea tephra deposits from a major eruption on Dominica, lesser antilles arc, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 7, pp. 67-86.

12.1. Internetes forrásjegyzék

http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Scotts_Head,_Dominica_001.jpg

<http://www.bgs.ac.uk/discoveringGeology/hazards/volcanoes/montserrat/home.html>

http://www.bgs.ac.uk/discoveringGeology/hazards/volcanoes/montserrat/Pyroclastic_flows.html

<http://www.uwiseismic.com/general.aspx?id=27>

www.ezilon.com/maps

13. Ábrajegyzék

1. *ábra* A Kis-Antillák miocén vulkáni láncának tagjai Monsterrat-tól St. Vincent-ig (Google Earth)
2. *ábra.* A Kis-Antillák tengeri környezetének domborzati képe (BOUDON et al. 2007, 21.o.).
3. *ábra* VTL-üledékek tipikus dimbes-dombos felszínnel Dominika partjainál (Deplus et al. 2001. 151. o.)
4. *ábra.* A Qualibou kaldera Ny-K keresztmetszete (WOHLETZ et al., 1986, 104. o.).
5. *ábra* A Qualibou kaldera a világrból (Google Earth)
6. *ábra* A Choiseul Tefra felépítése a Laborie melletti feltárás alapján (WOHLETZ et al. 1986. 88. o.).
7. *ábra.* A Qualibou kaldera egyszerűsített vulkanológiai térképe (BOUDON et al., 2007. 19. o.).
8. *ábra* St. Vincent délről északra fiatalodó vulkáni komplexumai (LE FRIANT et al., 2009. 2. o.)
9. *ábra* St. Vincent-től nyugatra lévő tengerfenék lejtőszög-térképe (LE FRIANT et a., 2009. 4. o.).
10. *ábra* St. Vincent tenger alatti VTL-üledékei (LE FRIANT et al., 2009. 4. o.).
11. *ábra* Montserrat képe a világrból (Google Earth) és északról délre fiatalodó vulkáni komplexumai (LE FRIANT et al., 2004. 150. o.).
12. *ábra* Montserrat fejlődésének három fő szakasza (LE FRIANT et al., 2004. 159. o.).
13. *ábra* Montserrat partjainak „gyarapodása”: piroklaszt ár bezúdulása a tengerbe és a partvonalat növelő új legyező alakú törmelékkúp (www.bgs.ac.uk) a Soufrière előterében.
14. *ábra* Montserrat tengeri környezetének VTL üledékei (WATT et al., 2012. 230. o.).
15. *ábra* Montserrat VTL-üledékeinek néhány akusztikus fáciése (LE FRIANT et al., 2004. 154. o.).
16. *ábra* Guadeloupe a Világrból (Google Earth).
17. *ábra* Basse Terre domborzata (BOUDON et al., 2007. 12. o.).

18. *ábra* A Grand Découverte-Soufrière komplexum lejtőcsuszamlásának "sebhelyei" (BOUDON et al., 1987. 319. o.).
19. *ábra* A mágneses anomália változásai nanoTesla-ban megadva a különböző mérőállomások körül A Grand Découverte-Soufrière komplexumon (ZLOTNICKI et al., 1992. 99. o.).
20. *ábra* Dominika domborzata (www.ezilon.com)
21. *ábra* A három lejtőcsuszamlási esemény Ny-K oldalmetszete (LE FRIANT et al., 2002. 241. o.).
22. *ábra* Dominika délnyugati részének egyszerűsített vulkanológiai térképe (LE FRIANT et al., 2007. 238. o.).
23. *ábra* A Scott's Head megablokk (wikimedia.com)
24. *ábra* A Roseau Tefra elterjedése (CAREY et al., 1980. 74. o.).
25. *ábra* A Roseau kitörés piroklaszt ár üledékének szállítódása (CAREY et al., 1980. 78. o.).
26. *ábra* Martinique vulkáni komplexumai (GERMA et al., 2010. 298. o.).
27. *ábra* A Mt. Pelée három legnagyobb lejtőcsuszamlása és nyomaik a szárazföldön (BOUDON et al., 2007. 16. o.; Google Earth).
28. *ábra* A Mt. Pelée VTL-üledéke fáciesének térbeli elhelyezkedése (LE FRIANT et al., 2003. 5. o.).
29. *ábra* A Kick'em Jenny "fészke" egy korábbi lejtőcsuszamlás nyugat felé nyitott sebhelyében (BOUDON et al., 2007. 20. o.).
30. *ábra* Tengerrengés-hullám magasságának (méter) fejlődése közvetlen egy esetleges kiváltó esemény után a karibi térségben (HARBITZ et al., 2012. 9. o.).