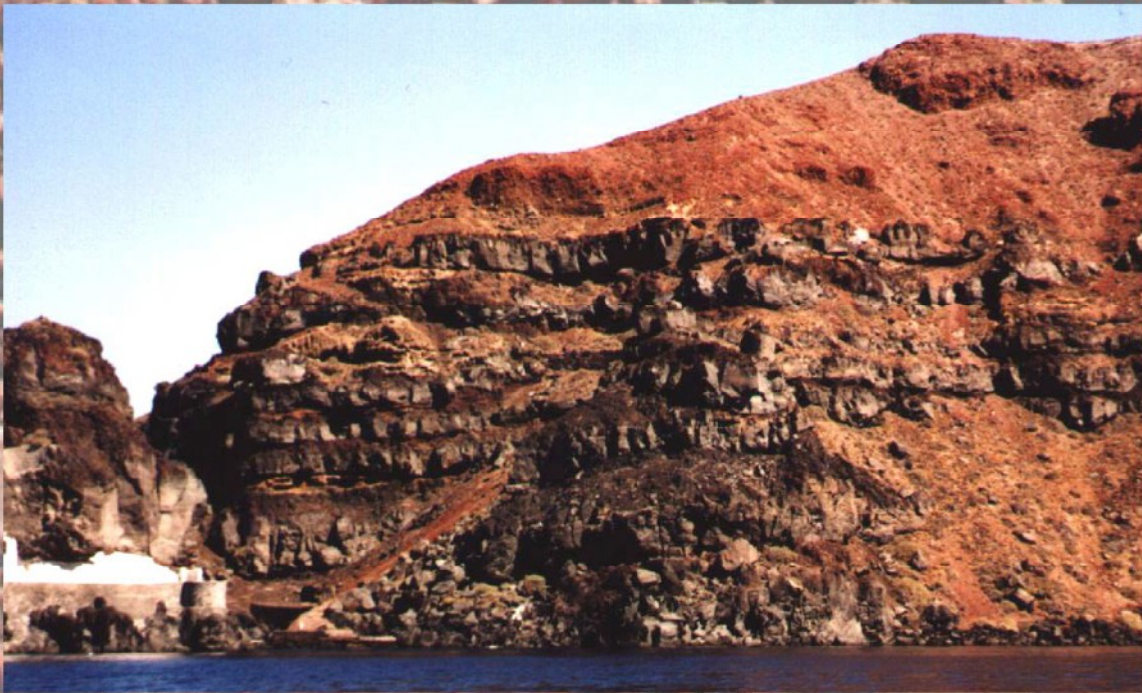


# Et Petrologisk, geokemisk og vulkanologisk studie af Thirassia vulkankomplekset, Santorini

A petrological, geochemical and petrological study of the Thirassia volcano complex, Santorini

Kandidatspeciale af Industri B. Sc. Kristian Kann



Vejleder: Lektor John, Bailey, Afdeling for petrologi, Geologisk Institut, Københavns Universitet  
Lektor Erik Schou Jensen, Geologisk Museum, Københavns Universitet

Associeret vejleder:

Lektor Walter Friedrich, Geologisk Institut, Århus Universitet

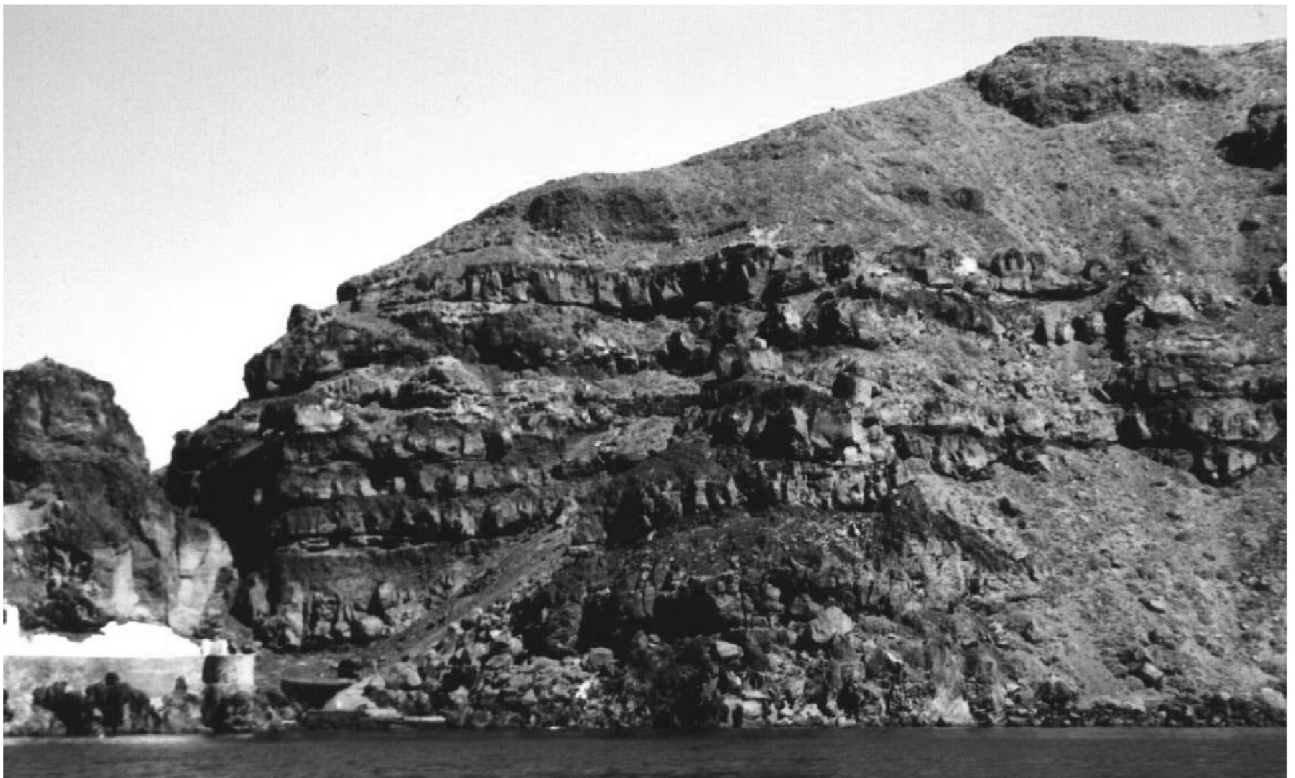




# Et petrologisk, geokemisk og vulkanologisk studie af Thirassia vulkankomplekset, Santorini

A petrological, geochemical and volcanological study of the Thirassia volcano complex, Santorini

Kandidatspeciale af Industri B. Sc. Kristian Kann



Vejleder: Lektor John Bailey, Afdeling for petrologi, Geologisk Institut, Københavns Universitet  
Lektor Erik Schou Jensen, Geologisk Museum, Københavns Universitet

Associeret vejleder:  
Lektor Walter Friedrich, Geologisk Institut, Århus Universitet



# Støt Kræftens Bekæmpelse

Til min mor  
Birgit Lyder Kann  
3/8-1943 20/1-2003

Knudsen

Laura

Mormor  
Dagmar Ane Sørensen  
10/6-1910 8/8-2004

## Taksigelse

Jeg vil mest af alt takke Dorthe Juul Petersen for hendes ikke vigende støtte undervejs. Mange tak for korrekturlæsning undervejs, samt konstruktiv kritik (kommaer) og ros.

Derudover vil jeg takke Knudsen, Birgit Kann og Karsten Kann samt Torben Kann for at starte min interesse for geologi. Marc Curtis, Anette Juul Curtis, Pernille Juul Curtis, Laura, Allan Juul Petersen og Anni Petersen for madpakker undervejs. Charles Frazer Pedersen for fantastisk Gambisk mad og lyst livssind. Erica og Rico Ankerberg for nogle hyggelige aftener ved racletten. Karina Dannebrog Hansen, og familie, for altid at finde på noget at lave med os. Alle her takkes for jeres store støtte og hjælp under specialeskrivningen og sygdom.

Også tak til Henrik Faaborg for hjælp med computere og print af speciale, Svend Pedersen for mange hyggelige samtaler undervejs, John Bailey for samtaler undervejs og XRF resultater, Erik Schou Jensen for hjælp under feltarbejdet, Jørgen Kystøl leder af GEUS kemi-lab, Berit Wenzell laborant på mikrosonden, Jørn Rønsbo leder af Mikrosonden, Ole Bang Berthelsen for fotoarbejde, Peter Thun for oprettelse af netværksforbindelsen. Walter Friedrich for hjælp under feltarbejdet og introduktion til de lokale bl.a. vintrampning hos familien Gavalas, beboerne på Santorini for deres interesse i mit arbejde.

For fantastiske kurser og en entusiasme der smitter; tak til Tonci Balic Zunic og Uffe Gråe Jørgensen.

Tak til alle de specialestuderende, både tidligere og nuværende, der har været forbi mit kontor til en hyggelig sludder, i samme forbindelse takkes alle kustoder på Geologisk Museum for godt og hyggeligt samarbejde.

Tak til sygeplejerskerne på Hillerød Sygehus, og tak til alle for de opmuntrende ord under min sygdom.

September 2004



## Indholdsfortegnelse:

1.A	Resumé .....	1
1.B	Abstract .....	2
2.	Indledning .....	3
3.	Områdets geologi .....	5
3.1	Karbon-Kridt .....	5
3.2	Det Ægæiske hav .....	6
3.2.1	Pladetektonik .....	10
3.2.2	Subduktionen .....	12
3.3	Den Høllenske vulkanske øbue .....	16
3.4	Santorini .....	16
4.	Vulkanernes udvikling i Santorini området .....	18
4.1	Den første vulkanisme .....	20
4.2	Hovedserien .....	20
4.3	Det Minoiske udbrud .....	23
4.4	Kameni øerne .....	23
5.	Thirassia vulkankomplekset .....	25
5.1	Stratigrafi .....	25
5.2	Aldersrelationer .....	27
6.	Prøveindsamling .....	28
6.1	Ammoudi .....	29
6.2	Thirassia .....	33
6.3	Skaros .....	36
7.	Analysemetoder .....	38
7.1	Behandling af stenprøver efter hjemkomsten fra Santorini .....	38
7.2	Total bjergartsanalyse med hovedgrundstofanalyse, XRF og ICP-MS .....	38
7.3	Mineral kemi med mikrosondeanalyse .....	39
7.4	Usikkerhed af analyserne .....	39
7.5	Standarder.....	41
7.6	Kommentar til appendiks C.....	41
8.	Petrografi .....	42
8.1	Punkttælling.....	42
8.2	Fenokryster.....	44
8.2.1	Plagioklas.....	44
8.2.2	Pyroxen.....	46
8.2.2.1	Clinopyroxen.....	46
8.2.2.2	Orthopyroxen.....	46
8.2.3	Olivin.....	47
8.2.4	Fe-Ti oxider.....	47
8.3	Gennemgang af petrografi.....	50
8.3.1	Krystallisationshistorien.....	51
8.3.2	Plutoniske xenolither?.....	52
8.4	Valg til mikrosonde.....	52

9.	Geokemi .....	53
9.1	Hovedgrundstoffer.....	54
9.1.1	Fravælgelse af prøver.....	54
9.1.2	Klassifikationer.....	55
9.1.3	Harker diagrammer.....	59
9.2	Sporgrundstoffer.....	62
9.2.1	Harker diagrammer.....	62
9.2.2	REE diagrammer.....	67
9.2.3	Spiderdiagrammer (Multigrundstofs diagrammer).....	68
9.2.4	Geokemiske indikatorer .....	69
9.2.5	Tektoniske diskriminationsdiagrammer.....	70
10.	Mineralkemi.....	74
10.1	Plagioklas.....	74
10.2	Pyroxen.....	75
10.3	Olivin.....	77
10.4	Fe-Ti oxider.....	78
10.5	Krystallisationstemperatur og oxygenfugasitet.....	79
10.5.1	Olivin.....	79
10.5.2	Pyroxen.....	80
10.5.3	Fe-Ti oxider.....	80
10.5.4	Kombination.....	81
10.5.5	Opsummering.....	81
10.6	Mindste kvadraters metode.....	82
11.	Diskussion .....	83
11.1	Subduktion.....	83
11.2	Hvordan er magmaet til TS dannet?.....	86
11.3	Processer i TS magmakammeret .....	89
11.3.1	Tektonisk placering af Santorini .....	94
11.4	Differentiationsprocesser i TS magmakammeret .....	95
11.4.1	Fraktioneret krystallisation.....	95
11.4.2	Magmablanding .....	100
11.4.3	Kontaminering.....	101
11.4.4	Magmakammermodel.....	102
11.5	Thirassia-Skaros vulkankomplekset.....	103
11.5.1	Dannelse af Thirassia-Skaros vulkankomplekset.....	103
11.5.2	Vulkanernes placering i Thirassia-Skaros komplekset .....	107
11.5.3	Thirassia-Skaros vulkanens endeligt.....	107
11.5.4	Fremtiden for det ægæiske område .....	107
12.	Konklusion.....	108
12.1	Det ægæiske område .....	108
12.2	Hovedtrækkene i Santorinis udbrudshistorie .....	108
12.3	Thirassia-Skaros vulkankomplekset .....	108
12.4	Petrografi .....	109
12.5	Geokemi .....	109
12.6	Mineralkemi .....	110
12.7	Fremtiden .....	110

## Referenceliste



Appendiks	A-I	Forkortelser
	A-II	Stratigrafisk log
	B	Standarder
	C-I	Geokemidata
	C-II	Andres hovedgrundstof data
	D-I	CIPW normen
	D-II	Sammenligning af jernantal til CIPW normen
	D-III	Sammenligning af jernantal med usikkerheden på hovedgrundstofferne
	E-I	Udregning til pseudoternære diagrammer, egne data
	E-II	Pseudoternære diagrammer, andres data
	F-I	Plagioklas
	F-II	Clinopyroxen
	F-III	Orthopyroxen
	F-IV	Olivin
	F-V	Fe-Ti oxider
	G	Sammenligning af Fo-tal
	H	Mindste kvadraters metode

#### CD-rom indeholdende specialet som PDF

Tabeller	Tabel 7.1	39
	Tabel 7.2	40
	Tabel 7.3	40
	Tabel 7.4	41
	Tabel 8.1	43
	Tabel 8.2	50-51
	Tabel 8.3	52
	Tabel 10.1	82

## 1A. Resumé

Thirassia vulkankomplekset har vist sig, ud fra felt observationer og geokemi, at være en del af det større Thirassia-Skaros vulkankomplekset, der har dækket det meste af den nordlige, nuværende caldera på Santorini. Santorini er en aktiv vulkan, i den ægæiske øbue, i det østlige Middelhav.

Thirassia-Skaros vulkanen består af fire udbrudsserier, der er eruperet for mellem 85 og 22 ka siden. Første udbud fandt sted på Simandiri vulkanen (Thirassia) og Skaros vulkanen fulgte kort tid efter, på dette tidspunkt var de separate vulkaner. Aktiviteten blev afbrudt af en calderadannelse i den sydlige del af Santorini. Det næste udbrud fra Thirassia-Skaros vulkankomplekset kom hovedsageligt fra hovedkrateret på Skaros, mens der kom mindre voluminøse flankeruptioner i Ammoudi og på Thirassia. Den sidste udbrudsserie kom hovedsagelig fra flankekraterer ved Ammoudi samt på Thirassia, hvor aktiviteten var størst. Thirassia-Skaros vulkanen sluttede af med calderadannelse samt aflejring af Cape Riva ignimbritten.

Thirassia-Skaros lavaerne er tholeiitiske og varierer i sammensætning fra basalt til trachydacit. Krystallisation fandt sted i et overfladenært magmakammer (3-8 km). I det udviklede magmakammer er der sket gentagne indflux af nye portioner af mafisk, tholeiitisk magma, denne blanding har resulteret i en mere calc-alkalin trend pga. adskillelse af jern-titaniumoxider fra magmakammeret. Magmablanding understøttes af petrografien; bl.a. af reaktions- og resorptionsteksturer på nogle af fenokrysterne, revers zonerings samt forekomst af flere generationer af de enkelte mineraler. Den vigtigste proces for differentiation af magmaerne har været magmablanding og fraktioneret krystallisation. Sidstnævnte var hovedmekanismen og resulterede i krystallisation af olivin, clinopyroxen, plagioklas, titanomagnetit og orthopyroxen fenokryster, i de mere udviklede lavaer overtog orthopyroxen fra olivin. Beregning af de mindste kvadranters metode anskueliggør således, at de fleste prøver er relateret ved fraktioneret krystallisation.

Thirassia-Skaros lavaerne tilhører samme comagmatiske serie. Dette afspejles i Harker-diagrammer med hoved- og sporgrundstoffer, samt ensartede mønstre i spider- og REE-diagrammer.

Dannelsestemperaturen for mineralerne i Thirassia-Skaros vulkankomplekset var 700 – 1150 °C ved en oxygenfugasitet ( $f_{O_2}$ ) på  $-\log_{10}$  13-17, hvilket er en  $\log_{10}$  enhed under QFM bufferen.

Thirassia-Skaros lavaerne udviser flere forskellige tendenser i tektoniske diskriminationsdiagrammer, som følge af Santorinis beliggenhed på fortyndet kontinentalskorpe. I nogle diagrammer ses således tendenser, der minder mere om oceaniske øbuer end aktive kontinental marginer.



## 1B. Abstract

Field observations and geochemical data demonstrate that the Thirassia volcano complex belonged to the larger Thirassia-Skaros volcano complex that covered most of the present northern caldera at Santorini. Santorini is an active volcano in the Aegean Arc in the eastern Mediterranean.

The Thirassia-Skaros volcano is composed of four eruptive series that erupted between 85 and 22 ka ago. The first eruptions took place on the Simandiri volcano (Thirassia) and were shortly followed by those on Skaros; at this time the volcanoes were separate volcanic centres. Volcanic activity was interrupted by caldera collapse in the southern part of Santorini. The next eruption from the Thirassia-Skaros volcano complex came predominantly from the main crater on Skaros. At the same time there were less voluminous eruptions from the flank craters on Ammoudi and Thirassia. The last series of eruptions came from flank craters with most activity at Thirassia. The Thirassia-Skaros volcano culminated in caldera formation and deposition of the Cape Riva ignimbrite.

The Thirassia-Skaros lavas are tholeiitic and vary in composition from basalt to trachyte. Crystallisation commenced in a shallow magma chamber (3-8 km). The influx of several new batches of mafic, tholeiitic magma into the evolved magma chamber resulted in mixing, and produced a more calc-alkaline trend because of separation of iron-titanium oxides. Magma mixing is supported by the petrography: reaction and resorption textures in phenocrysts, revers zoning plus mixed populations of individual minerals. The most important processes in differentiating the magmas were magma mixing and fractional crystallisation. The latter was the major mechanism in the evolution of magma series. Crystallisation of phenocrysts of olivine, plagioclase, clinopyroxene, titanomagnetite and orthopyroxene were fractionated and, in the more evolved lavas, orthopyroxene took over from olivine. Least squares calculations illustrate that most samples are related by fractional crystallisation.

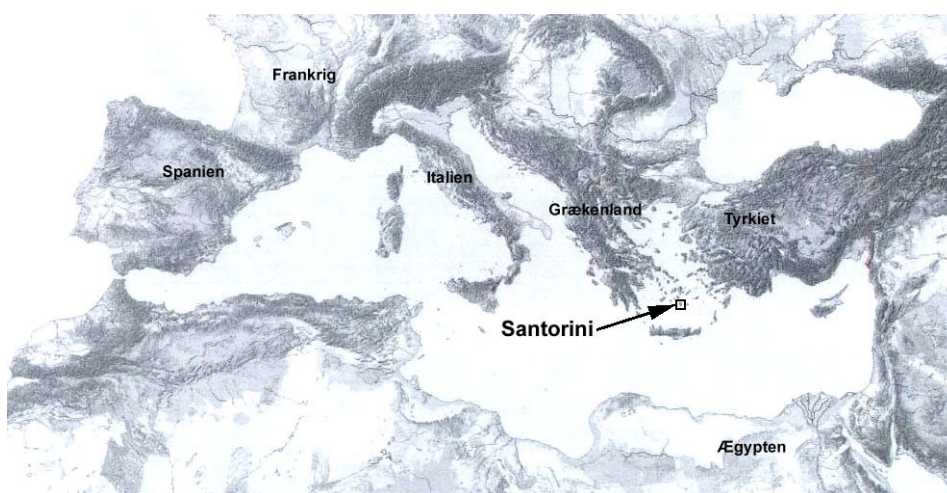
The Thirassia-Skaros lavas belong to the same comagmatic series. This is shown in Harker variation diagrams for major and trace elements, and by similar patterns in spider and REE diagrams.

The crystallisation temperature for minerals of the Thirassia-Skaros volcano complex was 700 – 1150 °C at an oxygen fugacity ( $f_{O_2}$ ) of  $-\log_{10}$  13-17, which is one  $\log_{10}$  unit below the QFM buffer. The Thirassia-Skaros lavas show several trends in tectonic discrimination diagrams as a consequence of Santorini's situation on thinned continental crust. In some diagrams, the trends resemble oceanic island arcs more than active continental margins.

## 2. Indledning

Santorini, der er en Græsk ø beliggende  $36^{\circ}28' N$   $25^{\circ}22' O$  (fig. 2.1), ligger i den hellenske vulkanske øbue, der er den ene af de to Wadati-Benioff zoner med aktiv vulkanisme i Middelhavet. Den hellenske vulkanske øbue er beliggende i den sydlige del af det Ægæiske Hav i Grækenland, 120 km nord for Kreta, midt mellem Grækenland og Tyrkiet. Santorini, og den vulkanske øbue, er relateret til den nordøstlige subduktion af den afrikanske plade under det Ægæiske Hav. Skæringen af Wadati-Benioff zonen med havbunden markeres af det hellenske gravsystem, og øbuen, der ligger ca. 200 km bag graven, er etableret på kontinentalskorpe. Santorini består af mange vulkancentre, der skaber flere overlappende vulkanfelter. Talrige eksplosioner har skabt en oversvømmet caldera, med vægge der rejser sig op til 330 meters højde over havniveau. Calderaen, der er oval i facon, gennemskæres af tre kanaler; én mod nordvest og to mod sydvest (fig. 2.2). Kanalerne er dannet i forbindelse med calderakollaps.

Santorini er et ø-kompleks bestående af Thera, Thirassia, Aspronisi og de senest aktive Kameni øer, hele komplekset består hovedsageligt af lava og pyroklastisk materiale. På sydøst Thera er der blottet det basement som hele ø-komplekset hviler på, dette basement består af marmor og fyllit. Palea og Nea Kameni postdaterer den Minoiske eruption, der er den mest kendte eruption fra Santorini, og begge øer er opbygget af dacitiske lavaer.



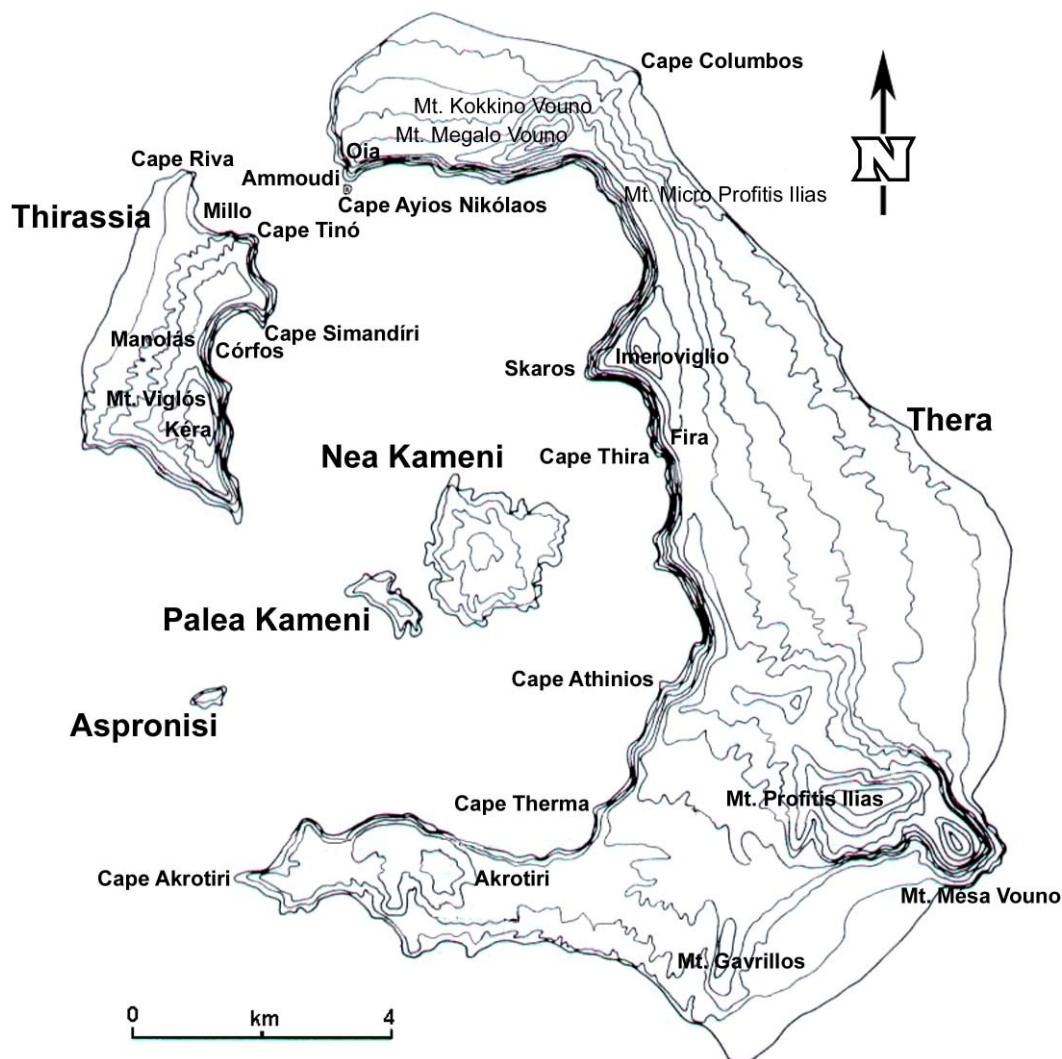
**Figur 2.1**  
Middelhavsområdet.  
Santorinis beliggenhed er vist med en pil, firkanten refererer til fig. 2.2. © 1998, Interactive Ancient Mediterranean.

Santorinis samlede areal er på ca.  $90 \text{ km}^2$ , og Thera, hovedøen, er ca. 17 km lang og 6 km bred, hvor den er længst.

Der er i forbindelse med dette studie blevet indsamlet materiale fra områderne Thirassia, Ammoudi og Skaros på Santorini for at undersøge udbredelsen af Thirassia vulkankomplekset. Undersøgelsen



er bygget op af flere dele, og er baseret på grundigt og nøjagtigt feltarbejde. De indsamlede prøver er blevet undersøgt petrografisk, geokemisk og mineralogisk for at skaffe information om processerne i kappen og i magmakamrene. Mikrosondeanalyse blev anvendt til at fastslå mineralkemien, som danner grundlag for modellering af den mulige fraktioneringsproces ved brug af de mindste kvadrants metode.



*Figur 2.2* Santorini økomplekset. På kortet ses øernes navne, samt stednavne der anvendes i teksten. *Modificeret efter Wagstaff (1978).*

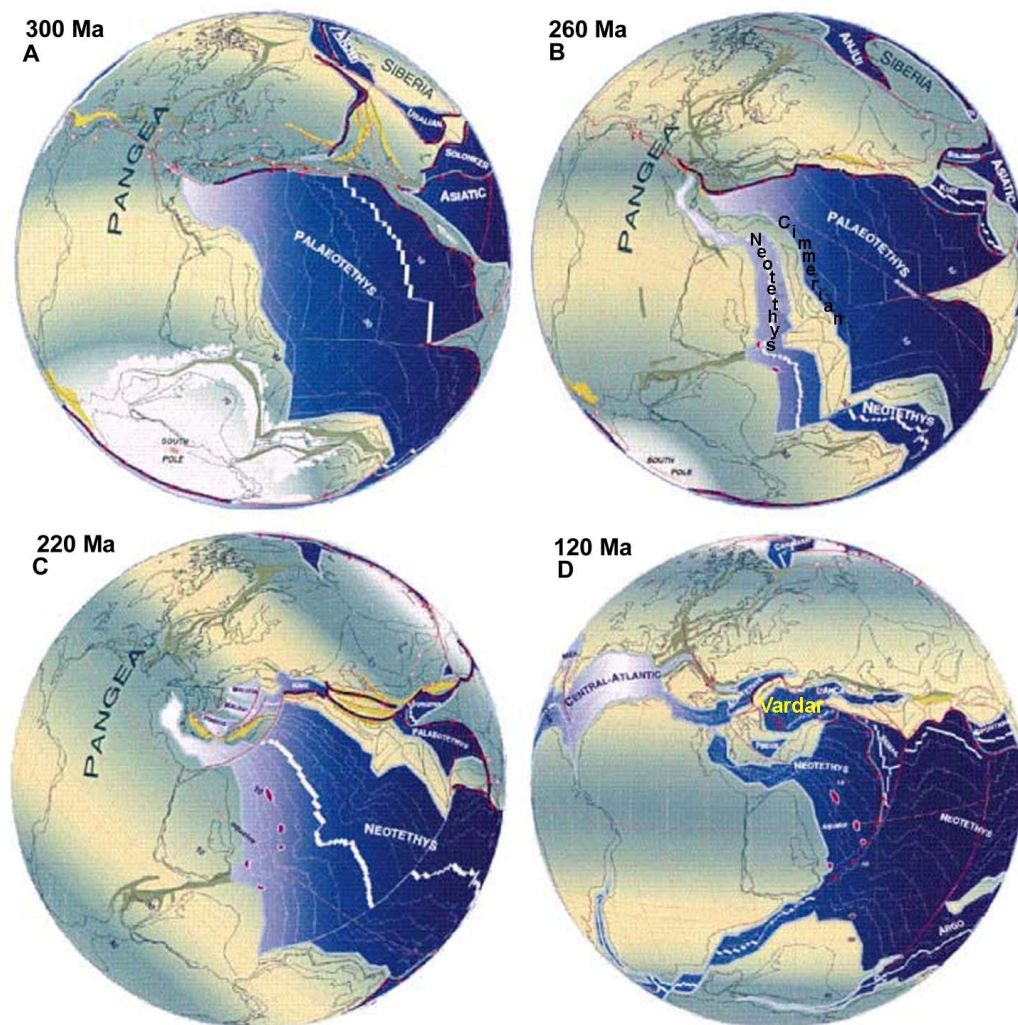
I tilfælde af at noget skulle være uklart i en figur, henvises der til vedlagte CD-roms PDF dokument, hvori det kan forstørres. PDF filer kan læses med Adobe® Reader®, der gratis kan downloades fra [www.adobe.com](http://www.adobe.com).

### 3. Områdets geologi

Det ægæiske område, som Santorini er en del af, begyndte sin dannelse for ca. 300 Ma siden med Pangeas opsprækken.

#### 3.1 Karbon-Kridt

Da Gondwana og Laurussia stødte sammen i Sen Karbon, dannedes superkontinentet Pangea og i en bugt på østsiden af superkontinentet fandtes oceanet Paleotethys (fig. 3.1.A). I Tidlig Perm begyndte åbningen af Neotethys-oceanet med rifting på sydøstsiden af superkontinentet og en begyndende opdeling af Pangea fandt sted (Stampfli & Borel, 2002). Dannelsen af Neotethys fortsatte som følge af rifting ind i Sen Perm og oceanet udvidede sig. Riftingen af superkontinentet resulterede i to blokke, det store Pangea og det lille Cimmerian (fig. 3.1.B). Samtidigt, længere mod nord, åbnedes det nuværende østlige Middelhav (Garfunkel, 1998). Det lille Cimmerian kontinent lå mellem Neotethys og Paleotethys, og Cimmerian drev mod nord ved udvidelsen af Neotethys samt lukningen af Paleotethys i Mellem Trias (fig. 3.1.C).



**Figur 3.1.A-D.** Pladebevægelser fra 300 Ma til for 120 Ma siden. A er Sen Karbon. B er Sen Perm. C er Mellem Trias. D er Tidlig Kridt. Alle figurer er centreret om 20°N 20°Ø. Modificeret efter Stampfli & Borel (2002).



I det sydøstlige Europa var der på dette tidspunkt subduktionsrelateret vulkanisme (Stampfli et al., 1998), Pangea brækkede yderligere op og det centrale Atlanterhav åbnedes i Tidlig Jura. Opsprækningen gav også ophav til dannelsen af det Alpine Tethyshav i Sydeuropa, mens der i Sydøsteuropa åbnedes et andet hav, Vardar (Stampfli & Borel, 2002) (*fig. 3.1.D*). I det vestlige og sydlige Grækenland er der beviser for, at der har eksisteret en subduktionszone fra Sen Jura til Kridt, og aktiviteten har hovedsageligt fundet sted i Kridt. Den subducerende Vardar-oceanplade dannede metamorfe blokke i akkretionskilen, kaldet Rhodope, hvilket i dag kan ses i det Nordøstlige Grækenland (Ricou et al., 1998). Under denne aktivitet var Afrika hængslet på den Iberiske halvø, begge drejede rundt mod uret og var på den måde med til at lukke de forskellige oceaner, der eksisterede i det område, der i dag er Middelhavet. Igennem de sidste 80 Ma er den relative bevægelse af Afrika mod Eurasien foregået med en gennemsnitlig hastighed af 1 cm om året (Faccenna et al., 2001). I forbindelse med lukningen af Neotethyshavet begyndte subduktionen af Afrika under Eurasien, og dele af vore dages østlige Middelhav er således de sidste rester af Tethyshavet (McKenzie, 1970).

I Kridt begyndte den tidlige Alpine orogenese med medfølgende metamorfose og opløft i området (Lister et al., 1984). Det ægæiske område er en del af det Alpine-Himalayiske-Melaniske bælte.

### **3.2 Det Ægæiske hav**

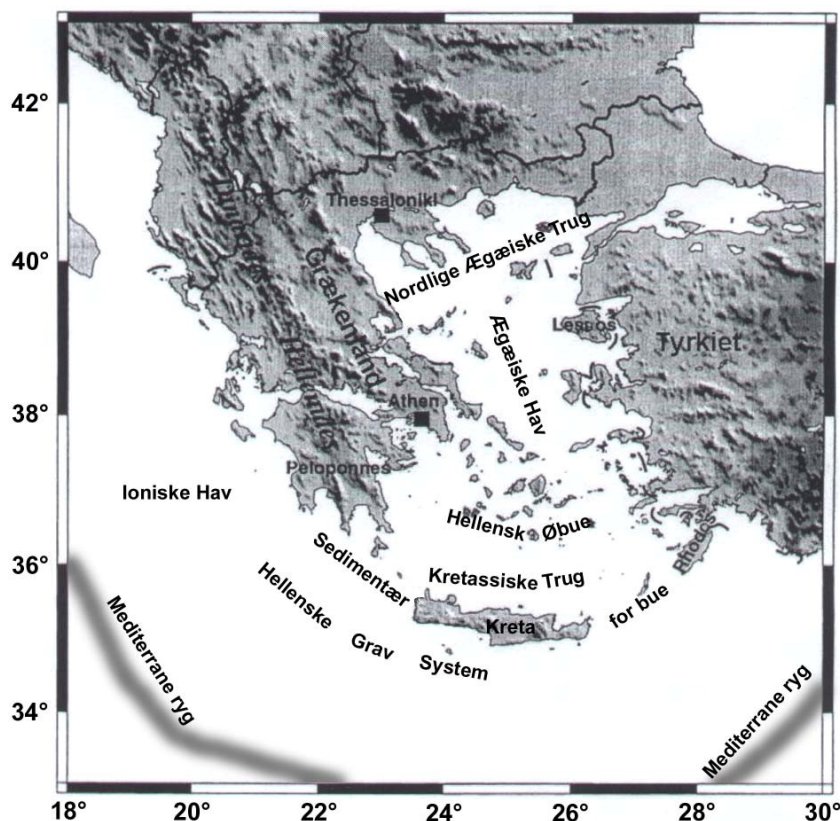
Den næste vigtige begivenhed i det ægæiske område fandt sted i Sen Miocæn til Tidlig Pliocæn, hvor subduktionsprocessen af Afrika begyndte under den ægæiske mikroplade. I Miocæn var det ægæiske område land, der til tider blev oversvømmet fra nordøst og til tider fra syd (Mercier, 1981). Dette betød erosion af den opløftede skorpe i Attico-Cyklade massivet i den centrale del af det ægæiske område. Sedimenter bortroderedes og området udjævnedes, efterfølgende indsank området og et lavvandet hav trængte ind. Skorpetykkelsen i Miocæn var større end den er i dag, og skorpen er sidenhen blevet særligt fortyndet i midten af den vulkanske øbue (Le Pichon & Angelier, 1981).

I Sen Miocæn var der back-arc ekstension i nord-syd gående retning i det nordlige ægæiske område. I Tidlig til Sen Pliocæn fortsatte ekstensionen, men skiftede til nordøst-sydvestlig retning. Mod slutningen af Sen Pliocæn tog ekstensionen af i styrke og i Tidlig Pliocæn startede den vulkanske aktivitet langs den ægæiske øbue. Mercier (1981) mener, at der har været kompression i det ægæiske område, mens Jackson (1994) mener, at tegnene på dette nok nærmere er relateret til de normalforkastninger, der dominerer hele regionen: Hvis der sker en rotation af normalfor-

kastningernes footwall med intern deformation, kan det således ligne mikrostrukturer fra kompression (Jackson et al., 1982; Jackson, 1994).

Den høje seismiske aktivitet i det ægæiske område viser, at det er tektonisk meget aktivt (Makropoulos & Burton, 1984) og gør det til det mest aktive område i Europa (Karnik, 1969).

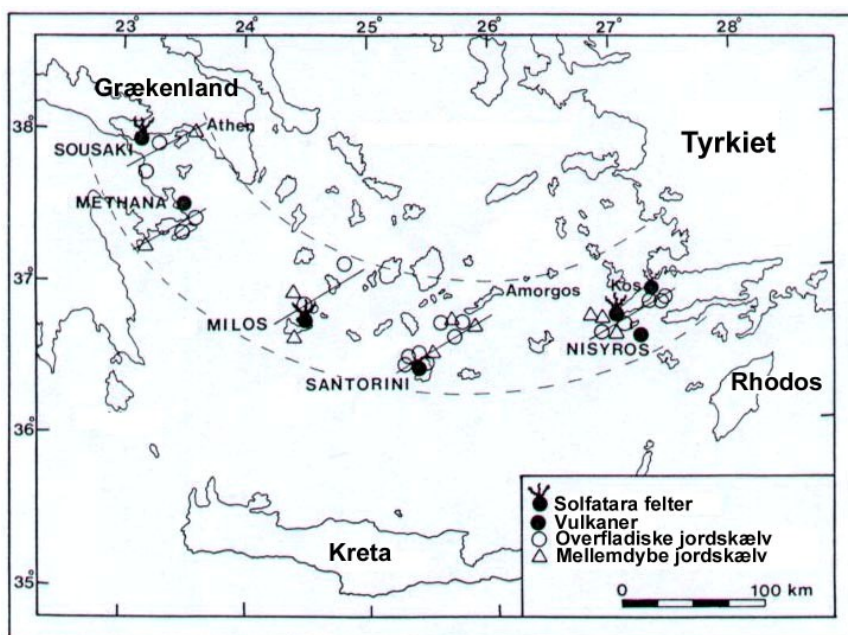
Set sydfra er den 1-2 km høje Mediterrane ryg den første geomorfologiske struktur relateret til subduktionen (fig. 3.2). Ryggen begyndte at dannes som et akkretionært prisme i Oligocæn (Kastens, 1991), og er dannet af intenst foldede og forkastede bjergarter fra den afrikanske plade. Deformationen sker fortsat (Limonov et al., 1996). Fra ODP (Ocean Drilling Program) borehuller nr. 969-971, der er boret ca. 100 km syd for Kreta, er man kommet ned i de øverste 203.5 m og har fundet kalkholdigt ler til sand (Emeis et al., 1996). Nord for ryggen følger det Høllenske gravsystem, der består af en serie af depressioner med en dybde af indtil 5000 m. Graven er parallel med den høllenske bue, som består af en ydre sedimentær før-bue og en indre vulkansk øbue. Mellem de to buer findes det Kretassiske trug, som udgør før-bue bassinet og har en dybde på ca. 2000 m. Den ydre sedimentære før-bue er dannet af øerne Antikithira, Kasos, Karpathos, Kreta, Kithira og Rhodos, der består af Palæozoiske til Tertiære bjergarter foldet i flere faser af den Alpine orogenese. Den indre vulkanske øbue består af Kænozoiske vulkaner med historisk erupterede vulkanprodukter på Santorini, Nisyros og Methana, mens der på Kos, Milos og Sousaki er solfatara fumarolefelter (Papazachos & Panagiotopoulos, 1993).



**Figur 3.2**

De geomorfologiske strukturer i det ægæiske område. Ved den Mediterrane ryg er det deformationsfronten der ses. *Modificeret efter Papazachos et al. (2000).*

Langs den vulkanske øbue kan erkendes fem veldefinerede lineamenter og normalforkastninger med retningen  $60^\circ\text{NØ}$ , som er defineret ud fra overfladenære og mellemdybde jordskælv (*fig. 3.3*). Disse frakturzoner i jordens skorpe har navn efter de tilhørende vulkancentre: De vestlige er Sousaki, Methana og Milos, mens de østlige er Santorini og Nisyros-Kos. I den østlige del er der flere rystelser, større, kraftigere jordskælv og mere vulkansk aktivitet pga. højere rater af skorpeekstension (Papazachos & Panagiotopoulos, 1993).



**Figur 3.3**

De fem vulkancentre der udgør den ægæiske øbue. De fem lineamenter går SV-NØ, og er defineret ud fra jordskælv. Santorinis frakturzone er ca. 70 km lang. *Modificeret efter Papazachos & Panagiotopoulos (1993).*

I det Ægæiske Hav lige nord for den vulkanske øbue er der en stabil blok af foldede Palæozoiske bjergarter. I den nordligste del af det Ægæiske Hav (*fig. 3.2*) er der hvad nogle mener er et aktivt back-arc bassin af kontinental karakter (Mercier, 1981; Pe-Piper & Piper, 2002), og andre mener at området har aktiv fortyndelse af den kontinentale skorpe ved spredning (Le Pichon & Angelier, 1981; Jarrard, 1986). Vulkanerne i back-arc området er dannet som følge af ekstension i Tidlig Neogen (Pe-Piper et al., 1995), og er ikke direkte afledt af subduktionen. Den nordligste geomorfologiske struktur er det nordlige ægæiske trug (*fig. 3.2*) med en dybde af 1500 m (Makropoulos & Burton, 1984).

Det Ægæiske Hav er karakteriseret ved positive Bouguer anomalier med maks. på +175 mgal centralt i det Kretassiske trug (*fig. 3.2*), mens der er negative Bouguer anomalier på maks. 140 mgal i det græske hovedland og Peloponnes (Makris 1978c). Ud fra tyngdemålingerne kan det ses, at der ligger et materiale med lav densitet under den ægæiske skorpe.

Magnetisk kan der erkendes flere anomalier, der alle kan relateres til geologiske emner. Fx kan ophiolitter, der er skubbet op i forbindelse med tidligere subduktioner, den vulkanske øbue samt

nogle basement-highs erkendes magnetisk. Med magnetisme kan det konstateres, at der ingen spredning har fundet sted i det ægæiske område (Makris, 1978a), og at hele området er af kontinental ophav.

Heat flowet, varmegennemstrømningen, i det østlige Middelhav (uden det ægæiske område) er på 0.88 HFU, mens det i den ægæiske havbund, specielt omkring den vulkanske øbue, er på 2.08 HFU (Makris, 1978a) mod et verdensgennemsnit på 1.45 HFU. Jongsma (1974) tolker det som værende udtryk for underskydning af den oceaniske skorpe, og Berckhemer (1978) tolker det som at den ægæiske region er besynderlig, 'fordi det er et lille, ungt, aktivt, marginalt bassin med højt heat flow.

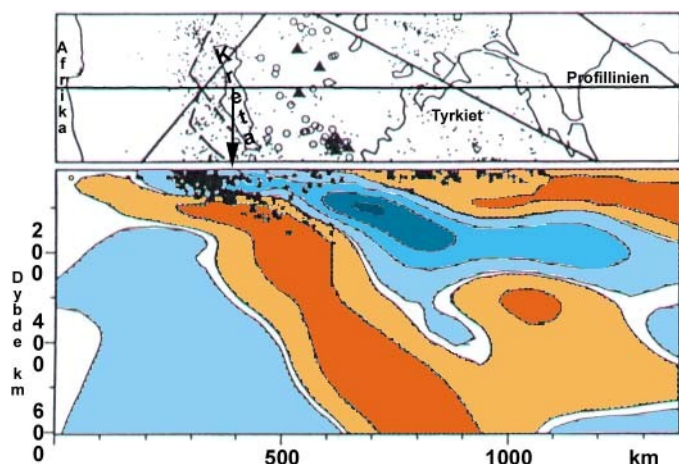
Seismiske refraktionsstudier indikerer, at skorpen i det ægæiske område er variabel i tykkelse samt af kontinental karakter. At skorpen er kontinental, kan ses af hastigheden på de seismiske bølger, som er ca. 6 km/s, selv de steder hvor skorpen er mest fortyndet. Overgangen til kappen indikeres ved en hastighedsforskel på 0.7-1 km/s. Skorpetykkelsen under Peloponnes (syd for det græske hovedland) er 46 km, og skorpen er dækket af op til 10 km tykke sedimentaflejringer (Makris, 1978b). I store dele af det ægæiske område er skorpetykkelsen derimod 25-30 km (Makris, 1978a). Papazachos & Comninakis (1978) har opgivet usikkerhed på deres målinger af skorpetykkelsen til  $\pm 3$  km, og deres skorpetykkelse er omtrent den samme som Makris (1978a). Til sammenligning er skorpen lige ud for den ægyptiske kyst 32 km tyk (Makris, 1978a).

Skorpetykkelsen i den centrale del af det Kretassiske Hav nord for Kreta er mellem 15 km (Bohnhoff et al., 2001) og 20 km (McKenzie, 1978) med ca. 3 km sedimentdække (Makris, 1978b). Indtil ca. 100 km syd for Kreta er der kontinentalskorpe, og skorpetykkelsen fortyndes gradvist væk fra Kreta til 17 km (Bohnhoff et al., 2001). Under Kreta, der er en af de hellenske napper og domineret af Mesozoiske kalksten, er skorpetykkelsen ca. 26-32.5 km (Makris, 1978b; Bohnhoff et al., 2001). Skorpetykkelsen hæves fra de omkringliggende ca. 20 km i en omvendt pukkelform under Kreta, hvilket også kan ses på tomografiske billeder (Spakman et al., 1988) (*fig. 3.4*).

Den større skorpetykkelse under Kreta har vist sig at hænge sammen med, at der i Oligocæn/Miocæn blev subduceret et mikrokontinent kaldet Adria. Slabben med mikrokontinentet blev afkoblet fra resten af den subducerende plade i ca. 35 kilometers dybde og steg op omkring 19 Ma før nu (Thomson et al., 1998). Ud fra systematiske variationer i P-bølge hastighed i den øverste del af kappen kan det ses, at mens området nord for Kreta tilhører den ægæiske lithosfære, tilhører området syd for Kreta den afrikanske lithosfære (Bohnhoff et al., 2001). Kreta er et levn af det tidligere subducerede mikrokontinent, der er steget op ved opdriftsflugt. Lige nord for Kreta er der



en tydelig grænse mellem det tidligere mikrokontinent og den ægæiske plade, da der er fundet et forkastningssystem, der når helt ned til Moho (Bohnhoff et al., 2001).

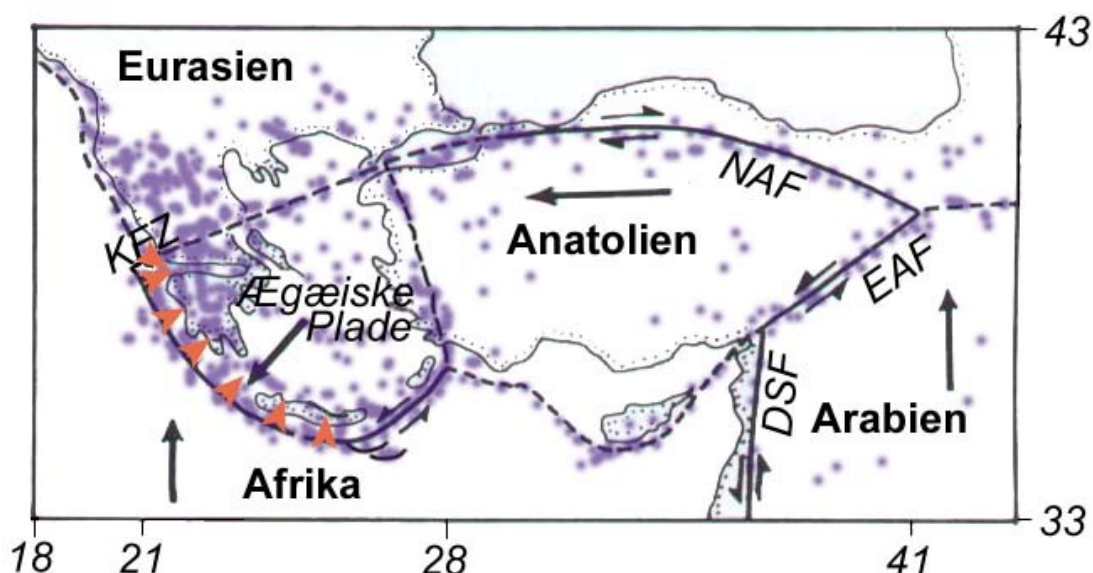


**Figur 3.4**

Tomografisk tværsnit af den øvre kappe i det ægæiske område. På det øverste billede ses profillinien fra Afrika over Kreta gennem det Ægæiske Hav og ind i Tyrkiet. På det nederste billede ses et tomografisk billede langs profillinien og ned til 600 km. Pilen viser hvor Kreta ligger, samt markerer den omvendte pukkell. Trekanter er vulkaner. Små prikker er jordskælv  $M > 4$  og mindre end 100 km dybe. Store cirkler er jordskælv dybere end 100 km og højere end 180 km. De forskellige farver angiver forskellige P-bølge hastigheder. Slabben er fx den rødlige farve på skrå. Modificeret efter Spakman et al. (1988).

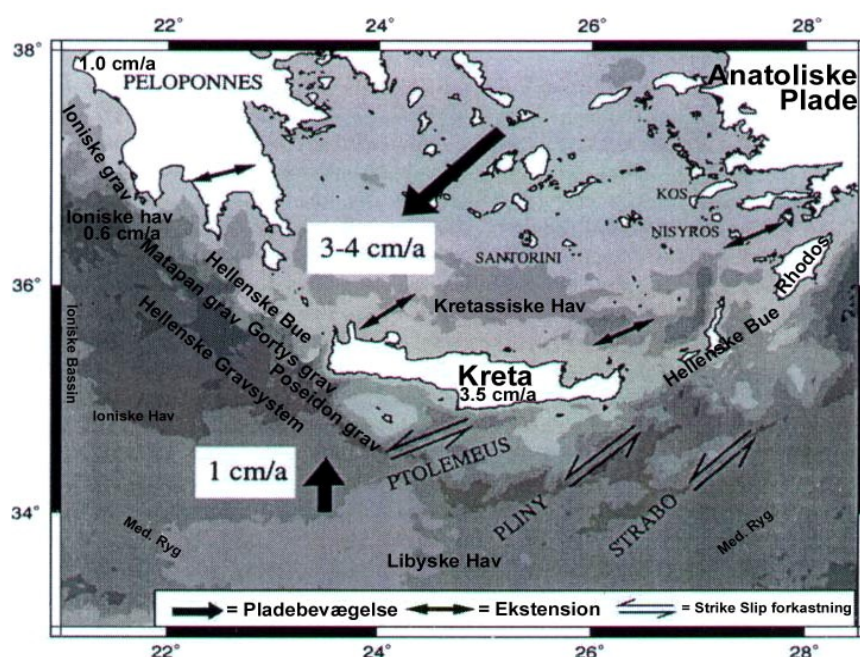
### 3.2.1. Pladetektonik

Grænserne omkring den ægæiske mikroplade (fig. 3.5) er ikke alle lige veldefinerede, og fordelingen af epicentre i området viser, at der findes flere aseismiske blokke (Makropoulos & Burton, 1984). Hovedgrænserne i området kan dog erkendes (fig. 3.5). Den ægæiske mikroplade omfatter det meste af det Ægæiske Hav, med undtagelse af den nordligste del, hvor der er ekstension. Derudover består mikropladen af Peloponnes og den sydlige del af det græske hovedland, samt af den allervestligste del af Tyrkiet. Den sydlige grænse ligger syd for Kreta og er klart defineret af graven (McKenzie, 1970). Regionen dækker et samlet område på ca. 700\*700 km.



**Figur 3.5** Tektonikken omkring den ægæiske mikroplade. Figuren viser de vigtigste forkastninger og de store pile indikerer pladernes bevægelsesretninger. Subduktionszonen er markeret med trekanter. KFZ-Kefalonisk Forkastnings Zone. NAF-Nord Anatoliske Forkastning. EAF-Øst Anatoliske Forkastning. DSF-Døde Havs Forkastning. Med lilla er vist placeringen af overfladenære (0-50 km) jordskælv i det ægæiske og tilstødende områder, i perioden 1963-88. Den sammensatte figur er baseret på to figurer, modificeret efter Jackson (1994).

I nordvest ender subduktionen i den Kephaloniske Forkastnings Zone (KFZ) mod den Apuliske platform (Peter et al., 1998) (fig. 3.5). I sydøstlig retning går det hellenske gravsystem gennem Ioniske, Matapanske, Gortys og Poseidon gravene inden den løber ud i tre ØNØ-gående grene: Ptolemeus, Pliny og Strabo gravene (fig. 3.6) (Mann, 1983; Limonov et al., 1996; Doutsos & Kokkalas, 2001). Den ægæiske mikroplade bevæger sig mod sydvest med 1.0 cm/år ved KFZ og 3.5 cm/år ved Kreta (Peter et al., 1998), mens rotationen for det centrale ægæiske område er  $8^\circ/\text{Ma}$  med uret (Cocard et al., 1999), relativt til det stabile Eurasien. Den ægæiske plades bevægelse drives af den anatiske plade, der udøver et skub fra øst (fig. 3.5). Den anatiske plade består af resten af Tyrkiet samt Cypren og bevæger sig mod vest, relativt til Eurasien (Doutsos & Kokkalas, 2001). Den nordlige grænse mellem Eurasien og den ægæiske mikroplade samt den Anatiske plade er defineret af den Nord anatiske Forkastning (NAF) (fig. 3.5), som er en aktiv ØV-gående dekstral strike-slip forkastning. Slipraten er estimeret til 3.6 cm/år og forkastningen er veldefineret (Jackson, 1994). Den anatiske plade skubbes vestpå af den arabiske plade, og drejes mod uret langs den sydvest-nordøstgående sinistrale Øst Anatiske Forkastning (EAF), der er diffust defineret (Jackson, 1994). Den arabiske plade bevæger sig mod nord med 3.3 cm/år ind i Eurasien (Jackson, 1994). Arabien og Afrika er i nord adskilt af Dødehavs-Forkastningen (DSF) og mod syd er de adskilt af det Røde Havs spredningscenter. Den afrikanske plade bevæger sig mod nord relativt til Eurasien med 0.6 cm/år i det Ioniske Hav og 0.4 cm/år ved Marokko. Dette sker fordi Afrika roterer mod uret om en pol med en vinkelhastighed på  $w = 0,1^\circ/\text{Ma}$  (Kahle et al., 1998). I alt har Afrika roteret  $30^\circ$  (Le Pichon & Angelier, 1979) om en pol placeret  $40^\circ\text{N } 18^\circ\text{Ø}$  (Le Pichon & Angelier, 1981).



**Figur 3.6**

Subduktionshastighed og retning samt de forskellige graves navne i den hellenske grav og de sydøstlige udløb af graven. Både den ægæiske plades og den afrikanske plades overordnede retning og hastighed er vist med pile ved de hvide felter og med småt er der markeret lokale hastigheder. Det hellenske gravsystems østlige udløb ses her hvor Ptolemeus, Pliny og Strabo er vist. *Modificeret efter Bohnhoff et al. (2001).*

Den afrikanske plades træk i den ægæiske pladegrænse (roll-back), den anatoliske plades skub og den ægæiske ekstension, er det der tilsammen bevæger den ægæiske mikroplade. Ingen af processerne kan forklare hele bevægelsen alene (Jackson, 1994; Kahle et al., 1998). Den ægæiske plade skubbes mod vest af den anatoliske plade, og man skulle derfor tro, at den ville bevæge sig i vestlig retning. I det Alpine bælte i Sydvestgrækenland er der imidlertid store tykkelser af kontinentalt materiale, og der skal bruges meget energi på at fortykke dette yderligere, derimod skal der ikke bruges så meget energi på at bevæge pladen i sydvestlig retning (McKenzie, 1970).

### **3.2.2. Subduktionen**

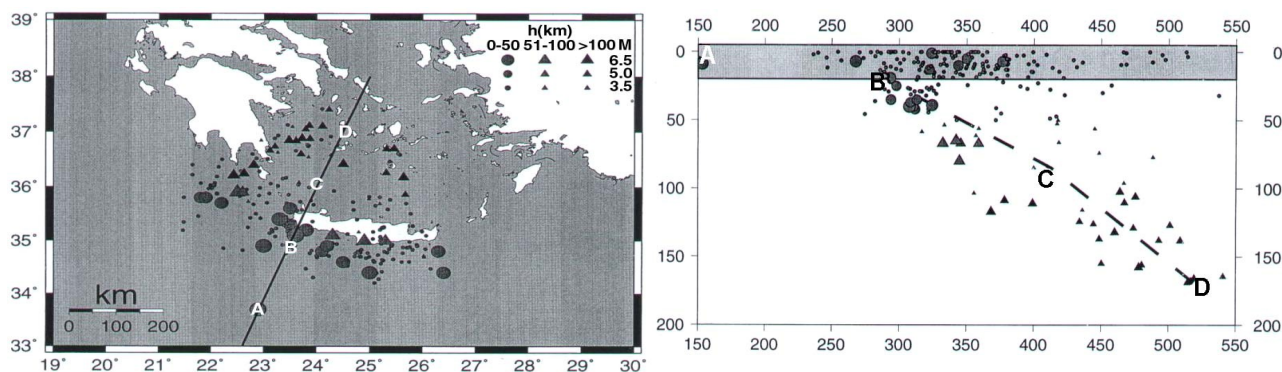
Den hellenske vulkanske øbue er 450 km lang, og befinder sig ved den sydlige kant af det aseismiske Attico-Cyklade plateau (Maley & Johnson, 1971; Papazachos & Comninakis, 1971). Den konkave øbue strækker sig fra Peloponnes til Lilleasien over længdegraderne 20°Ø til 28°Ø, og der har været vulkansk aktivitet fra Tertiær til nu (Fytikas et al., 1976). Det mest aktive vulkancenter er Santorini, hvor den seneste eruption fandt sted i 1950.

Subduktionen har en veldefineret Wadati-Benioff zone med en gennemsnitlig dykvinkel på ca. 30-35° (Papazachos & Comninakis, 1971; Galanopoulos, 1973). Senere undersøgelser af Papazachos & Panagiotopoulos (1993) har vist, at Wadati-Benioff zonen (*fig. 3.7*) ligger 40-80 km under ørbuen, 80-120 km under det Kretassiske Trug og 120-180 km under den vulkanske øbue. Den lave del (40-80 km) af Wadati-Benioff zonen hælder med et gennemsnit på 23° mens den dybere del (80-180 km) hælder med et gennemsnit på 38°, altså et lidt andet udseende end førhen antaget. Samtidigt er afstanden til Wadati-Benioff zonen variabel langs med den vulkanske øbue; afstanden er størst i midten ved Santorini, mens den er mindre i siderne (Mitropoulos & Tarney, 1992). Santorini ligger 110-140 km over Wadati-Benioff zonen (Vanek et al., 1987; Mitropoulos & Tarney, 1992; Papazachos & Panagiotopoulos, 1993).

Mens der er enighed om, at den ægæiske plade består af kontinentalskorpe, er meningerne delte om den afrikanske plade. Kalogeropoulos & Paritsis (1990) og Perissoratis (1995) mener, at den afrikanske plades front i dag består af kontinentalskorpe, og Briqueu & Lancelot (1984) og Spakman et al. (1988) mener, at den subducerede slab består af oceanskorpe. Med Wide Aperture Reflection and Refraction Profiling (WARRP) seismik har Bohnhoff et al. (2001) konstateret, at såvel den del af den afrikanske slab der er subduceret og nu befinder sig under Santorini, som den del af pladen der ligger foran den hellenske grav er oceanskorpe. Slabbens tykkelse har Bohnhoff et al. (2001) bestemt til ca. 7 km, mens Papazachos & Nolet (1997) ved brug af tomografi bestemmer slabbens tykkelse til ca. 20 km. Bohnhoff et al. (2001) kan ikke se, om der subduceres sediment,

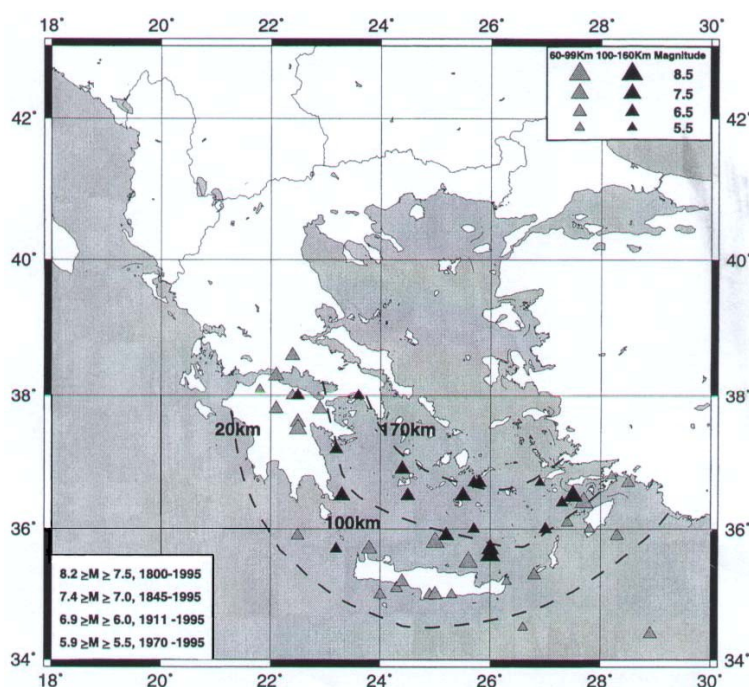


men hvis der gør, må dette være tyndere end de 1.5 km, der er usikkerheden på metoden. Stratigrafien af sedimenter på den afrikanske havbund nær den Mediterrane ryg viser et par km sedimenter af ukendt lithologi af Kretassisk til Tertiær alder, over dem 1 km Messinian evaporitter og endelig 200 m Pliocæne til Kvartære sedimenter (Limonov et al., 1996). Le Pichon & Angelier (1981) mener, at kun de sedimenter der ligger under Messinian evaporitterne subduceres, da både sidstnævnte og alt overliggende skrubes af ved subduktionen.



**Figur 3.7** Subduktionsvinklen af den afrikanske slab. Jordskælvenes positioner, dybde og størrelse er afsat. Forklaringen findes øverst i højre hjørne på figuren til venstre. Figuren til venstre viser hvordan profillinien ligger, og bogstaverne A-D går igen på figuren til højre. På figuren til højre markerer det grå skorpen og det hvide kappen. De seismiske begivenheder er indsamlet som angivet i fig. 3.8. *Modificeret efter Papazachos et al. (2000).*

Den generelle opfattelse er, at den afrikanske plade underskyder den ægæiske plade. Sammenstødet mellem pladerne får en subduktionszone til at opstå ved kollisionsfronten (Makropoulos & Burton, 1984) og kollisionsfronten mellem den afrikanske plade og den ægæiske mikroplade defineres ved det hellenske gravsystem (fig. 3.8).



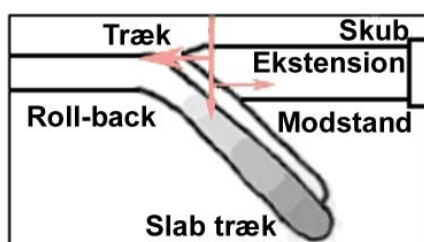
**Figur 3.8**

Den afrikanske slabs dybde under den ægæiske plade. Kortet er lavet på baggrund af jordskælv, der er registreret i de intervaller og tidsperioder, der står nederst til venstre på kortet. Øverst til højre kan dybden og størrelsen af jordskælvet ses. Selve kollisionsfronten ligger lige syd for 20 km dybde stregen. *Modificeret efter Papazachos et al. (2000).*



Nogle mener, at subduktionsprocessen begyndte for ca. 13 Ma siden (Angelier et al., 1982), mens andre mener den begyndte så tidligt som for 26-40 Ma siden, samt at den subducerede slab har nået en dybde af mindst 600-670 km og er mindst 800 km lang (*fig. 3.4*) (Spakman et al., 1988; 1993). De sidstnævnte studier er baseret på tomografiske billeder, der er 3D visuelle gengivelser af seismik fra P-bølge hastigheder. Ud fra en alder på 26 Ma (Spakman et al., 1988) kan beregnes en gennemsnitlig subduktionsrate på 3 cm/år, mens en subduktionsrate på 5-6 cm/år, der heller ikke er urealistisk, giver en alder på mellem 13-16 Ma som foreslået af Angelier et al. (1982).

Stressregimet i den hellenske Wadati-Benioff zone indikerer, at de nuværende dominerende krafter i området er den SV-NØ-gående konvergens mellem den afrikanske og den ægæiske plade, vægten fra den overskydende plade på den synkende plade og endelig slab-trækket. Med dybden ændrer forholdet sig mellem krafterne, så slab-trækket stiger, og de andre krafter mindskes (Christova & Nikolova, 1998) (*fig. 3.9*).



**Figur 3.9**

Krafter ved den ægæiske subduktion. Den ægæiske plade ses til højre og den afrikanske plade til venstre. Den anatoliske plade skubber på den ægæiske plade, og samtidig er der ekstension i den ægæiske plade. Derudover hiver den afrikanske plade i den ægæiske plade ved roll-back og slabbens træk bliver stærkere, desto længere den når ned. *Idé efter Doutsos & Kokkalas (2001).*

Subduktionszonen synes delt i en vest- og en østflanke, tilnærmelsesvis én på hver side af Kreta. De to flanker dykker med lidt forskellig vinkel og rammer derfor ikke hinanden (Christova & Nikolova, 1993; Hanu & Vanek, 1993; Papazachos & Nolet, 1997) (*fig. 3.10*). Den vestlige flanke subduceres mere fladt end den østlige, og den østlige flanke subduceres med 3 cm/år, mens vestflankens subduktionsrate er 2.2-3.0 cm/år (Vanek et al., 1987).



**Figur 3.10**

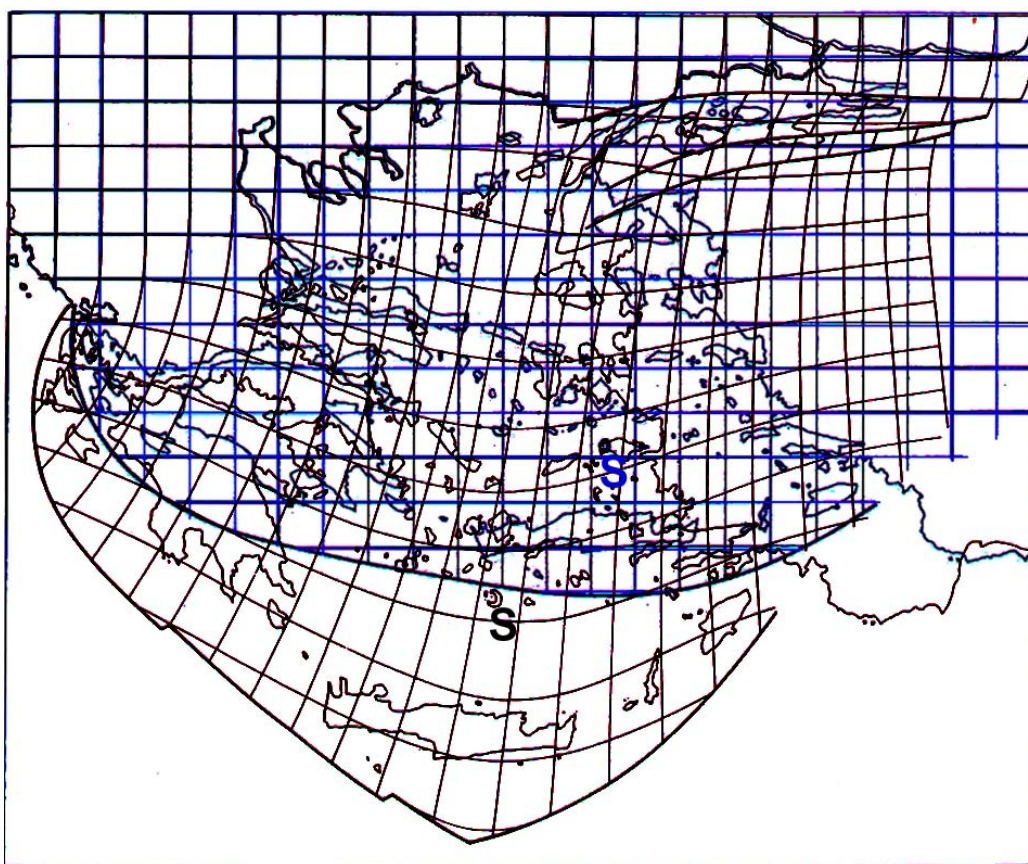
De to flanker der subduceres syd for Kreta. Både i østflanken (ø1 og ø2, mod venstre) og vestflanken (v1 og v2, mod højre) er der en seismisk spalte, direkte over denne spalte ligger der vulkaner. For placering af gravene se *fig. 3.6*. *Modificeret efter Christova & Nikolova (1993).*

I begge flanker er der en seismisk spalte i Wadati-Benioff zonen, som begge ligger under forekomsterne af aktive vulkaner i øbuen. At vulkanerne ligger lige over zonerne med manglende signal tolkes af Vanek et al. (1987) til at være *partiell smelte*, som der derfor ikke kan være stress i

og ikke har nogen seismisk aktivitet. Den partielle smelte kan tænkes at være fluider fra slabben, da der i dette miljø ikke ville kunne ske partiel opsmeltning af slabben. Hvis der derimod var subduktion af nyere og varmere havbund, der også subduceredes hurtigt, kunne slabben smelte op og danne adakitter (Defant & Drummond, 1990). Derudover kan der ske opsmeltning ved yderkanten af ældre plader pga. større kontakt med kappen eller pga. subduktionsgeometrien (Yogodzinski et al., 2001).

Ved anvendelse af traditionelle målemetoder fås en gennemsnitlig subduktionsrate på 2.5 cm/år over de sidste 10 Ma (Papazachos & Comninakis, 1971) og med Satellite Laser Ranging (SLR), der er en nyere måleteknik baseret på GPS, fås en subduktionsrate på 5.0-6.0 cm/år for de sidste 5-6 Ma (Jackson, 1994). Subduktionshastigheden kan også have varieret gennem tid.

Vulkancentrene har bevæget sig langt mod syd siden subduktionens begyndelse. Centrene lå til at begynde med omtrent på linie i det nordlige ægæiske område, men har siden bevæget sig mod syd (fig. 3.11). Strækningsfaktoren er op mod 2 i den centrale del, aftagende til 1.3 ude mod kanten. Denne strækningsforskel gør, at den hellenske øbues sydlige krumning bliver mere og mere udtalt over tid (Le Pichon & Angelier, 1981; Robertson & Grasso, 1995).



**Figur 3.11**

Bevægelse og ændring af den ægæiske plade. Med blåt ses den oprindelige position af området, mens det sorte net viser den nuværende placering. Det kan ses, at den centrale del, med Kreta, er rykket længst mod syd (ca. 450 km (Gautier et al., 1999)), mens siderne ikke har rykket nær så langt. S markerer Santorini.

*Modificeret efter Le Pichon & Angelier (1981).*

Det tager varmen 20-30 Ma at komme frem efter at vulkanprocesserne er startet (Christova & Nikolova, 1998), derfor er der koldest mod syd, hvor vulkanprocesserne er yngst.

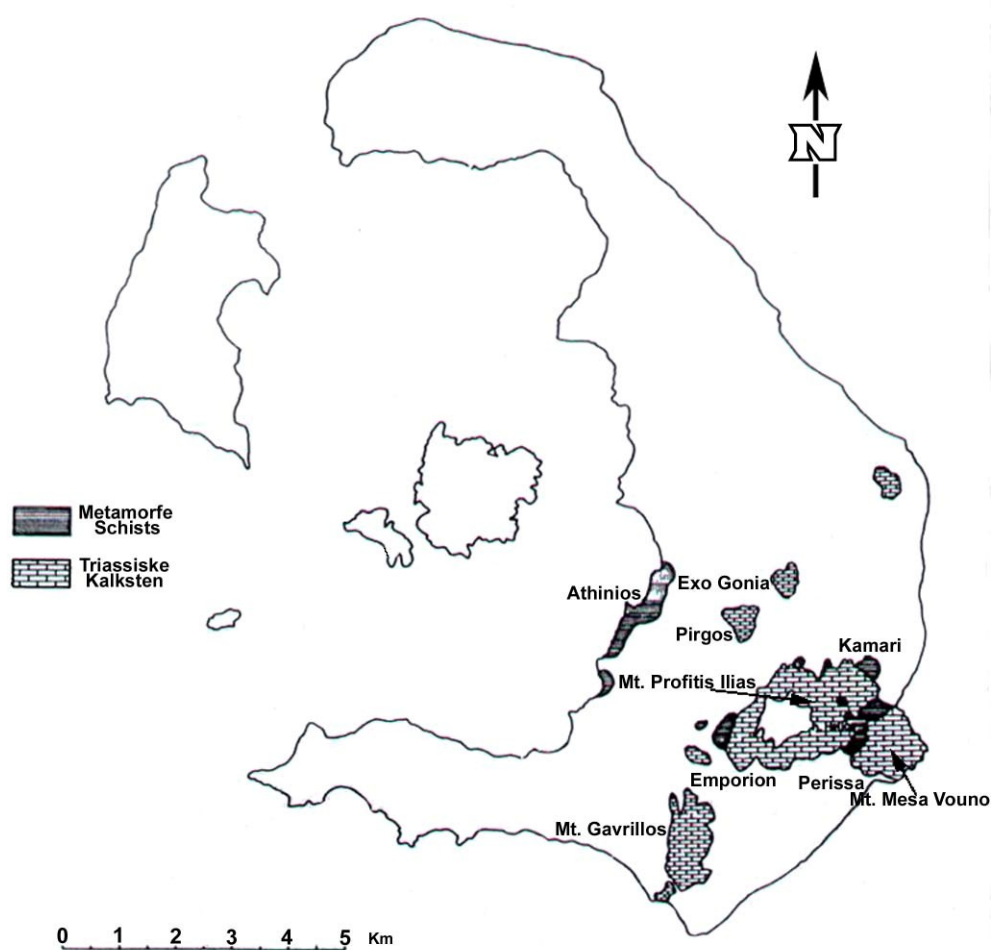
### **3.3 Den hellenske vulkanske øbue**

Ekstensivvulkanisme begyndte i det nordlige ægæiske område i Oligocæn og rykkede sydpå i Tidlig til Sen Miocæn (Fytikas et al., 1984). Vulkanismen i back-arc området er forbundet til subduktionen, da vulkanismen er opstået ved ekstension forårsaget af subduktionen (Pe-Piper et al., 1995). I Pliocæn begyndte subduktionsvulkanismen i den hellenske vulkanske øbue og vulkanitterne erupteredes på basementbjergarter (se *fig. 3.3* for lokaliteter). I den vulkanske øgruppe med Nisyros og Kos begyndte vulkanismen på Kos for 10.4 Ma siden og på Nisyros for 0.2 Ma siden. Nisyros er 42 km<sup>2</sup> og 8 km i diameter og bygget på et basement af Mesozoiske kalksten. Efter opbygning af en keglevulkan fandt calderadannelse sted for omkring 24 ka siden. Calderaen er 3.8 km i diameter. Efterfølgende er de nye domes i calderaen vokset til 698 moh. mens calderakanten er 450 moh. (Francalanci et al., 1995; Sachpazi et al., 2002). På Kos er der to serier; en volumenmæssig lille, gammel 10.4-7.3 Ma serie af vulkanitter og en yngre, volumenmæssig større 3.4-0.14 Ma serie. De er begge erupteret på et basement af kalksten, greenschist og fyllit (Fytikas et al., 1984; La Ruffa et al., 1999). På Methana har vulkanisme fundet sted for 0.9-0.3 Ma siden. Her er erupteret andesit og dacit i domer og strømme på et Mesozoisk basement af kalksten og marmor (Fytikas et al., 1984; Volti, 1999). På Milos har vulkanismen fundet sted for 3.5-0.08 Ma siden. Her forekommer to serier; en for 3.5-2.0 Ma siden afsluttende med calderadannelse; og en der er erupteret for 1.9-0.08 Ma siden. Serien, der er af andesitisk til dacitisk sammensætning, erupteredes på et basement af kalksten (Fytikas, 1989; Liakopoulos et al., 2001). På Milos er der desuden, som den eneste ø i øbuen, fundet guld i epithermale aflejringer (Kilias et al., 2001). For Santorini vulkanitter se kap. 4 og for basement afsnit 3.4.

### **3.4 Santorini**

Santorinis basement består af stærkt forkastede Sen Mesozoiske til Tidlig Tertiære metamorfe bjergarter (Heiken & McCoy, 1984; Skarpelis & Liati, 1990). Disse er rester af én af de Hellenske Napper, der også er blottet på flere af øerne i det Ægæiske Hav (Le Pichon & Angelier, 1981; Håkansson & Jensen, 1991). Det prævulkanske basement var en ø på ca. 9\*6 km (Heiken & McCoy, 1984). Nu ses det metamorfe basement blottet i området omkring Elias bjerget, på det sydøstlige Thera, hvor der hovedsageligt ses rekrystalliserede karbonater (*fig. 3.12*). Det metamorfe basement er gamle sedimentære, marine aflejringer, som blev aflejret i Tethyshavet i Trias (dateret af Friedrich (1987) ved hjælp af muslinger). Under den Alpine orogenese blev de sedimentære

aflejringer foldet og metamorfoseret til fyllitter, marmor, lerskifer og sandsten. Basement-massivet er en del af det opløftede nordøst-sydvestgående forkastningsbloksystem, som ses i seismiske profiler (Heiken & McCoy, 1984) og de metamorfe bjergarter er en del af Attico-Cyklade massivet. I Athinios ses Triassiske-Jurassiske sedimenter, der er overlejret af Eocæne sedimenter. De mellemliggende lag tænkes at være eroderet væk, eller også har de Eocæne sedimenter overskudt de ældre sedimenter (Davis & Bastas, 1978).



**Figur 3.12**

Santorinis basement som kun er blottet på Thera. Der er to typer af basement; schists og kalksten. *Modificeret efter Davis & Bastas (1978).*

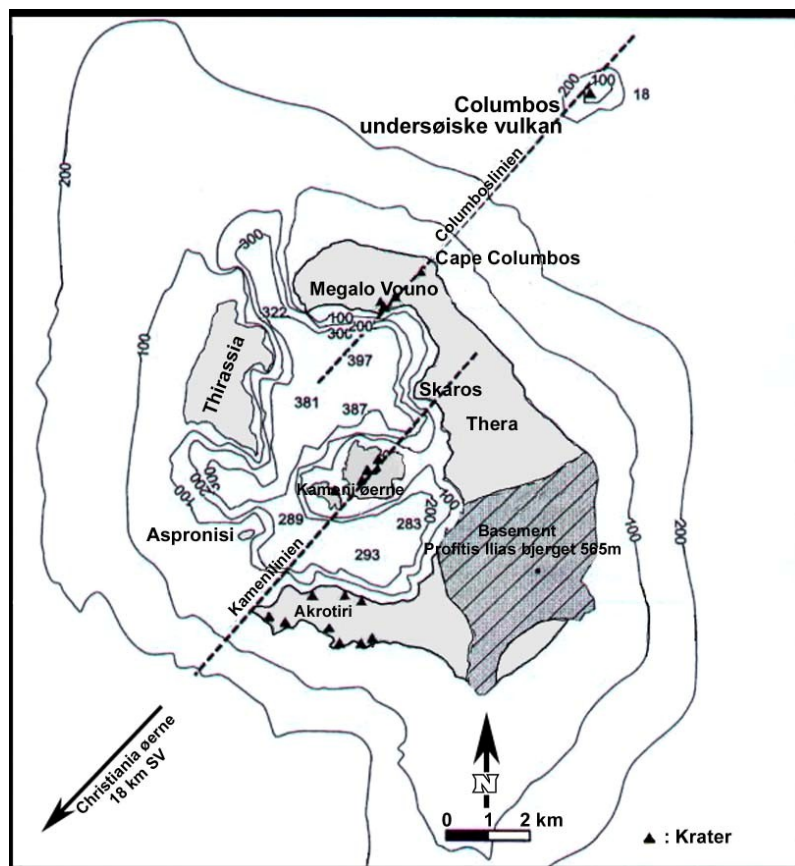


#### 4. Vulkanernes udvikling i Santorini området

Vulkanismen på Santorini er nøje gennemgået af Fouqué (1879), Nicholls (1971), Mann (1983), Huijsmans (1985) og Druitt et al. (1999), her følger en kort gennemgang.

På Santorini danner øerne Thera, Thirassia og Aspronisi en ringstruktur rundt om en dyb, oval caldera (*fig. 2.2*). Egentlig er der tale om mindst to calderaer; en sydlig, der er dannet af det første pimpstensudbrud kaldet Bu (bimsstein unterer; defineret af Neumann Van Padang (1936)), og en nordlig, der senest er formet af den Minoiske eruption. I calderaen er der fire bassiner adskilt af undersøiske rygge og Kameni øerne (*fig. 4.1*). Det nordlige bassin har en dybde på ca. 400 m og de tre sydlige (benævnt øst, syd og vest) har en maks. dybde på 300 m (Druitt et al., 1989; Perissoratis, 1995; Pfeiffer, 2001). I to af de fire bassiner, det nordlige og vestlige, er der dome-lignende strukturer, der hæver sig 5-12 m over havbunden og har en bredde på 200-700 m (Perissoratis, 1995). Tidligere har området været præget af normalforkastninger i øst-vestlig retning, men retningen har sidenhen skiftet til nordøst-sydvest, hvilket har influeret på kraterpositioner og efterfølgende kollaps (Heiken & McCoy, 1984).

Santorini, Columbos krateret og Christiania øerne tilhører alle den samme frakturzone (Puchelt, 1978a; 1978b) (*fig. 4.1*). Columbos krateret ligger 7 km mod nordøst udenfor Santorini, og er en undersøisk kegleformet struktur, der er orienteret nordøst-sydvest med en oval facon (4\*8 km). Det højeste punkt på Columbos vulkanen er kun 18 m under havoverfladen, og dens seneste udbrud var i 1650 (Friedrich, 2000). Christiania øerne, der ligger 18 km mod sydvest, er der ganske lidt kendt om, da de er i privat eje. Santorini ligger på to seismiske lineamenter, der går i nordøst-sydvestlig retning og er kendt som Kamenilinien og Columboslinien. De fleste dikes og vulkaner følger disse retninger (*fig. 4.1*) (Ferrara et al., 1980; Druitt et al., 1989; Fytikas et al., 1990; Perissoratis, 1995; Pfeiffer, 2001). Kamenilinien går fra Christiania øerne gennem Kameni øerne og rammer calderavæggen ved Fira. Ud af ni pimpstensfald er det kun to, der ikke kommer fra Kamenilinien (Druitt et al., 1989), så heraf kan udledes, at Kamenilinien er en vigtig kanal for opvældende magma. De andre udbrud kommer fra den mindre prominente nordøst-sydvest gående Columboslinie, der defineres af Megalo Vouno, Kokkino Vouno, Cape Columbos og Columbos Bank vulkanen nordøst for Santorini. At opstigende magma til tider har eruperet langs Columboslinien viser, at der er to vigtige forkastningssystemer (Druitt et al., 1989). De to lineamenter svarer nok til den dybtgående lithosfære-frakturzone der er defineret af Papazachos & Panagiotopoulos (1993). Denne frakturzone ligger i 120 til 180 km dybde og udnyttes af kappeafledt magma til opstigning.



**Figur 4.1**

Santorini med de to tektoniske lineamenter og de fire bassiner i calderaen. Det største af lineamenterne, Kamenilinen går fra calderavæggen ved Skáros til Christiania øerne, og deler Santorini. Linien er næsten parallel med det regionale forkastningssystem, gående 60°NØ (Papazachos & Panagiotopoulos, 1993). Det andet forkastningssystem er defineret af Columbuslinien, der går fra Columbos vulkanen og gennem Megalo Vouno og ud i det nordlige bassin. *Modificeret efter Pfeiffer (2001).*

Under den Minoiske pimpsten ved Fira ses op til 200 m lagtykkelse af veksponerede pyroklastiske aflejringer. Den blottede lagserie viser en stor del af den eksplosive historie på Santorini. Der kan erkendes mindst 12 større eksplosive eruptioner i Thira Pyroklastiske Formation (TPF) som sekvensen samlet kaldes. Hver enhed består af én serie eruptioner, der erkendes kemisk og petrografisk og typisk adskilles af pimpsten og jordhorisonter (Druitt et al., 1989). Alle 12 eruptioner begyndte med nedfaldsfasen af plinisk type, og endte med at producere mellem 1-10 km<sup>3</sup> udbrudsmateriale, enkelte eruptioner producerede meget mere. Der er geologisk bevis for, at mindst fire af eruptionerne førte til calderadannelse. Hele TPF kan deles ind i to langlivede cykler af mafisk til silicisk 'vulkanisme på Santorini, baseret på repetition af pimpsten og kemisksammensætning samt eruptionsstil. De to magmatiske cykler begyndte begge med eksplosive udbrud af basaltisk eller andesitisk materiale og kulminerede med et par store pyroklastiske, rhyodacitiske eruptioner. Begge cykler har medvirket til calderadannelse, og produkterne fra de eksplosive eruptioner findes over hele øen (Druitt, 1985; Druitt et al., 1989). De to overordnede eruptionscykler er defineret af Druitt et al. (1989): Cyklus 1 fra Cape Thera - Lower pumice og Cyklus 2 fra Cape Thira - Minoan. Inden Cyklus 1 eksisterer Akrotiri vulkanen og efter Cyklus 2 følger Kameni vulkanerne.

#### **4.1 Den første vulkanisme**

Hele Santorini komplekset er erupteret på et metamorft basement, der i sydøst rejser sig til 565 moh, mens det i centrum af calderaen befinder sig mere end 202 m under havoverfladen (Arvanitides et al., 1990). Den første vulkanisme begyndte, da et forkastningssystem, der var udstrakt nordøst-sydvest, var aktivt i forbindelse med dannelsen af en grabenlignende struktur og uddybelsen af det centrale område nord for Akrotiri halvøen. Langs med denne forkastning i den sydlige del af Thera, fandt den første vulkanske aktivitet sted på Santorini (Budetta et al., 1984).

Flere har dateret det første lavaudbrud fra Akrotiri området, og følgende aldre er fundet: Seward et al. (1980) fik en startalder af udbruddet på op mod 2 Ma ved bestemmelse med fission track metoden på zirkon, mens Ferrara et al. (1980) daterede en tyk dacitstrøm til 1-1.5 Ma ved hjælp af kalium-argonmetoden. Friedrich (1987) daterede, på baggrund af fossiler, halvøens kompleks af pudelava til at være fra et submarint udbrud i Pliocæn. Pudelavaerne blev afsat på havbunden og sidenhen opdomet til 160-210 moh (Nicholls, 1971). En anden anvendt dateringsmetode er magnetostratigrafi, der viser at Akrotiri centret er det ældste og at vulkanismen begyndte i Matuyama chronen i Pleistocæn, inden den recente Brunhes chron (Huijismans, 1985). På denne baggrund må det regnes for sandsynligt, at den første vulkanisme er startet på Santorini omkring Pliocæn Pleistocæn grænsen (*fig. 4.2*).

Efter Akrotiri halvøens første udbrud er der en eruptiv pause (Keller et al., 1990), hvorefter vulkanismen på Akrotiri halvøen atter fortsætter og bliver subærisk, dette repræsenterer Akrotiri-Thira eruptive cyklus. Det næste vulkancenter begynder lidt længere mod nord ved Cape Therma, og repræsenteres af Thira vulkanen (TPF) (*fig. 4.2 & 4.3*) (Nicholls, 1971; Pichler & Kussmaul, 1972).

#### **4.2 Hovedserien**

Hovedserien main series, som defineret af Nicholls (1971).

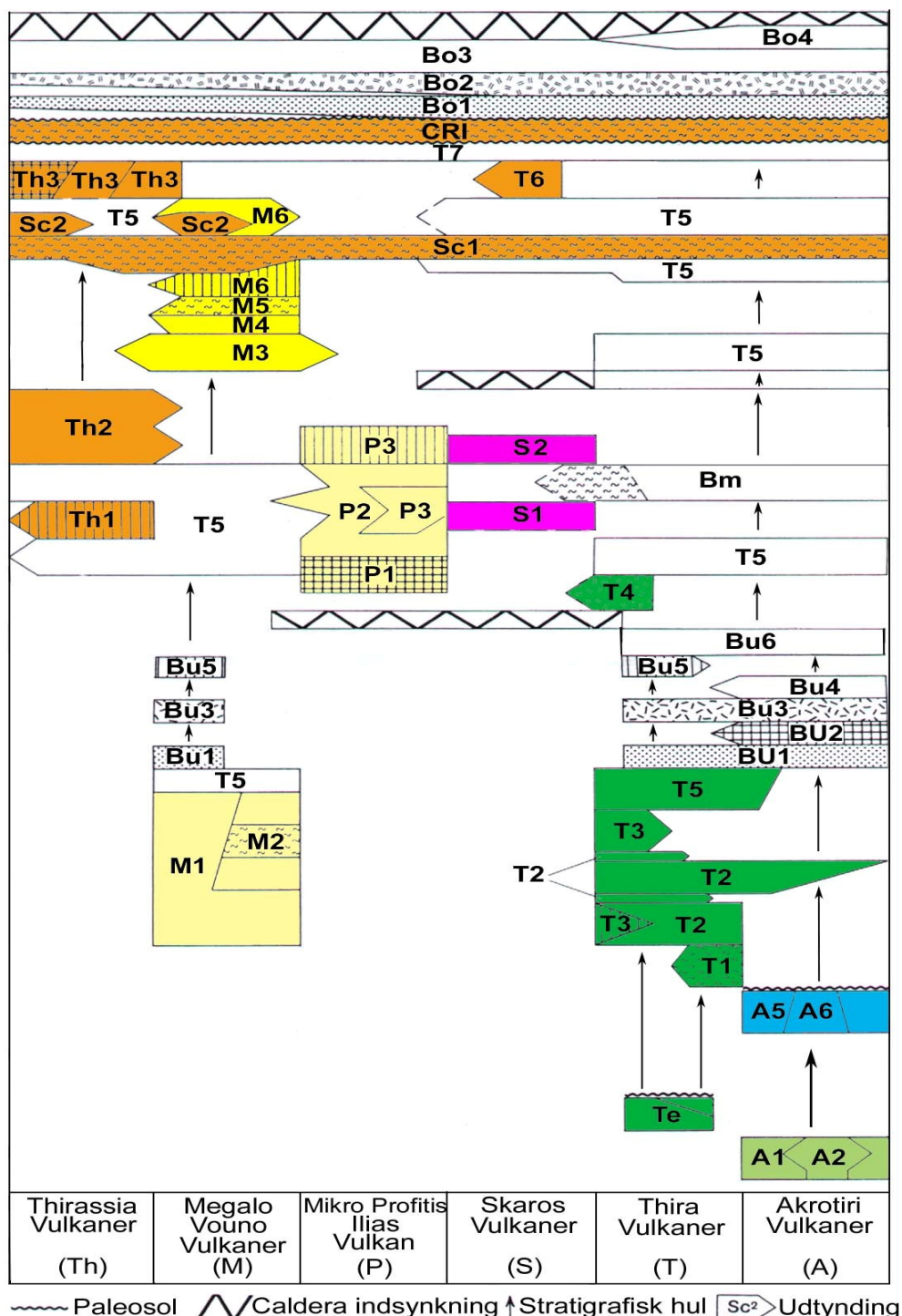
Efter at der kun har været aktivitet mod syd begynder vulkanismen endelig mod nord. Først efter at aktiviteten tager til på Thira vulkanen i syd, kommer de første eruptioner i nord fra Peristeria vulkanen, der i dag er blottet som kernen i Megalo Vouno vulkanen. Peristeria er af Druitt et al. (1999) foreslået at være meget ældre (ca. 500 ka) end de ellers antaget ca. 200 ka (Huijismans & Barton, 1990). Thira vulkanen udspyr mere pyroklastisk materiale end lavaer, og danner en caldera (Bu også kaldet Lower pumice) nord for Akrotiri halvøen (Pichler & Kussmaul, 1980) for ca. 100 ka siden (Seward et al., 1980). Med dette udbrud slutter Cyklus 1. I toppen af Peristeria og Thira vulkanen ses Bu (Pichler & Kussmaul, 1972; Huijismans & Barton, 1990). Cyklus 2 begynder efter

Bu aflejringer med at Thira vulkanen fortsætter sin vulkanisme. Det næste udbrud kommer på øen Thirassia fra Simandiri vulkanen, der påbegynder sin aktivitet (Nicholls, 1971). Vulkanisme finder igen sted på Megalo Vouno (MV), mens den opstår første gang på Micro Profitis Ilias (MPI) og Skaros (Pichler & Kussmaul, 1972) (*fig. 4.2*).

Oven på Simandiri, MV, MPI og Skaros vulkanen aflejres Bm (Bimsstein mittlerer), der kommer fra det stadig aktive Thira vulkanfelt, for mellem 50 ka (Pichler & Kussmaul, 1980) og 79 ka siden (Huijsmans & Barton, 1990). Selve Bm calderaen dannes udfør Fira (Pichler & Kussmaul, 1980). Den næste vulkan der opstår er Thirassia-Skaros (TS) komplekset, og samtidig dannes Aspronisi tuffringen (Druitt et al., 1999). Fra et krater ved Kamenilinien, nær vore dages Kameni øer, erupteres (Druitt & Francaviglia, 1990) US1 øpper scoriae og US2 (aldersbestemt til respektivt 54 og 37 ka af Huijsmans & Barton (1990)) (US –defineret af Druitt et al., 1989). De nordlige vulkaner fortsætter deres udbrud, og på Thera, under det østlige Oia, interfingerer TS og MV lavaer (Heiken et al., 1990). MPI ender som en stejl stratovulkan, da den erupterer tykflydende lava. Mellem MV og MPI er der en stejl scree-dækket kontakt, måske en gammel klippe eller en forkastning, og her overlejrer MV lokalt MPI s'lag på den øverste tredjedel (Heiken & McCoy, 1984). MPI har kontakt til Skaros langs en stejl paleoklippe, som Skaros lavaerne er løbet op til (Druitt et al., 1989). Hele MV og lidt af MPI gennemsættes af dikes, i alt ca. 80 styk. Disse dikes går næsten lodret, de kan ses fra havniveau og stopper i forskellig højde i væggen. Nogle når helt op på toppen, hvor de står blottet. Dikes ene har varierende bredde, og de fleste stryger i nordlig retning. For grundig gennemgang af Megalo Vounos dikes henvises til Petersen (2004). De sidste udbrud fra Megalo Vouno danner slaggekeglerne Megalo Vouno og Kokkino Vouno samtidig med aktivitet fra Cape Columbus maar vulkanen (Druitt et al., 1989; Heiken & McCoy, 1984). Thirassia-Skaros vulkanen erupterer langs en sprække der er ca. 3 km lang, samt fra øvrige kratere på vulkanen (Pichler & Kussmaul, 1972). Thirassia-Skaros vulkanen slutter endelig af med dannelse af Cape Riva calderaen. For nærmere beskrivelse af Thirassia-Skaros vulkanen se kap. 5. Cape Riva eksplosionen afsluttede de nordlige vulkaners udbrudsserie. Thirassia og Nordthera består i dag af iturevne rester fra fire stratovulkaner (den højeste er Megalo Vouno med 330 m, derefter Micro Profitis Ilias med 314 m, så Skaros med 298 m og til sidst Thirassia med 295 m) (se *fig. 2.2* for lokaliteter og *fig. 4.3* for udbredelse). Disse vulkaners udbrudsprodukter overlapper hinanden og består af basaltiske til rhyodacitiske lavaer. I de nordlige vulkanfelter ses således adskillige vulkanbygninger og dikes, disse felter er hovedsageligt opbygget af lavaer og relateret pyroklastisk materiale, mens pyroklastisk materiale forekommer i større mængde i de sydlige vulkanfelter. Efterfølgende byggedes den Minoiske vulkan op, hvis top lå i den nordlige caldera mellem vore



dages Kameni øer og Skaros. Den Minoiske vulkan har blot været større end Kameni øerne er i dag. Vulkanen kulminerede i den Minoiske eksplosion og calderadannelse som afsluttede cyklus 2 (fig. 4.2 & 4.3).



**Figur 4.2** Lagserien for tilbageblevne vulkaner inden Kameni øerne. De forskellige vulkancentre er tildelt hver deres farve. T5 er kun farvetlagt første gang på Thira vulkanen, da de andre T5 efter min mening ikke alle kan være enhed T5. Bu, Bm og Bo er ikke farvet, da det ikke med 100 % sikkerhed vides hvor de kommer fra (dog taler alt for at Bu og Bm skulle være fra Thira vulkanen), eller at vulkanen (den Minoiske) ikke er repræsenteret i skemaet. Sc 1&2 er det scorielag jeg i min gennemgang kalder 'dèt andet røde scorielag', og CRI er Cape Riva ignimbritterne. Farverne går igen på fig. 4.3. *Modificeret efter Pichler & Kussmaul (1980).*

### **4.3 Det Minoiske udbrud**

Den mest kendte af alle eksplosionerne på Santorini er den Minoiske eruption, der fandt sted for ca. 3600 år siden. Dette er præcist dateret på iskerner af Hammer et al. (1987; 1988) til  $1645 \pm 20$  f.v.t., mens andre iskerner dateret af Manning (1998) giver  $1623 \pm 36$ . Andre dateringsmetoder igen, som fx dendrokronologi på smalle årringe i egetræer i Nordirland, giver en alder på 1628 f.v.t. (Baillie & Munro, 1988). For en yderligere gennemgang af dateringsmetoder og aldre se Kuniholm (1990).

De første forudbrud til det Minoiske udbrud, kan være kommet fra kratere på den tidligere Skaros vulkan. Den efterfølgende phreatomagmatiske eksplosion, der var hovedudbrudet, begyndte mellem vore dages Skaros og Kameni øer (Heiken & McCoy, 1990). Den phreatomagmatiske eksplosion lavede en base-surge efterfulgt af en ash-flow fase for at slutte med en ikke-svejsset ignimbrit (Pfeiffer, 2001).

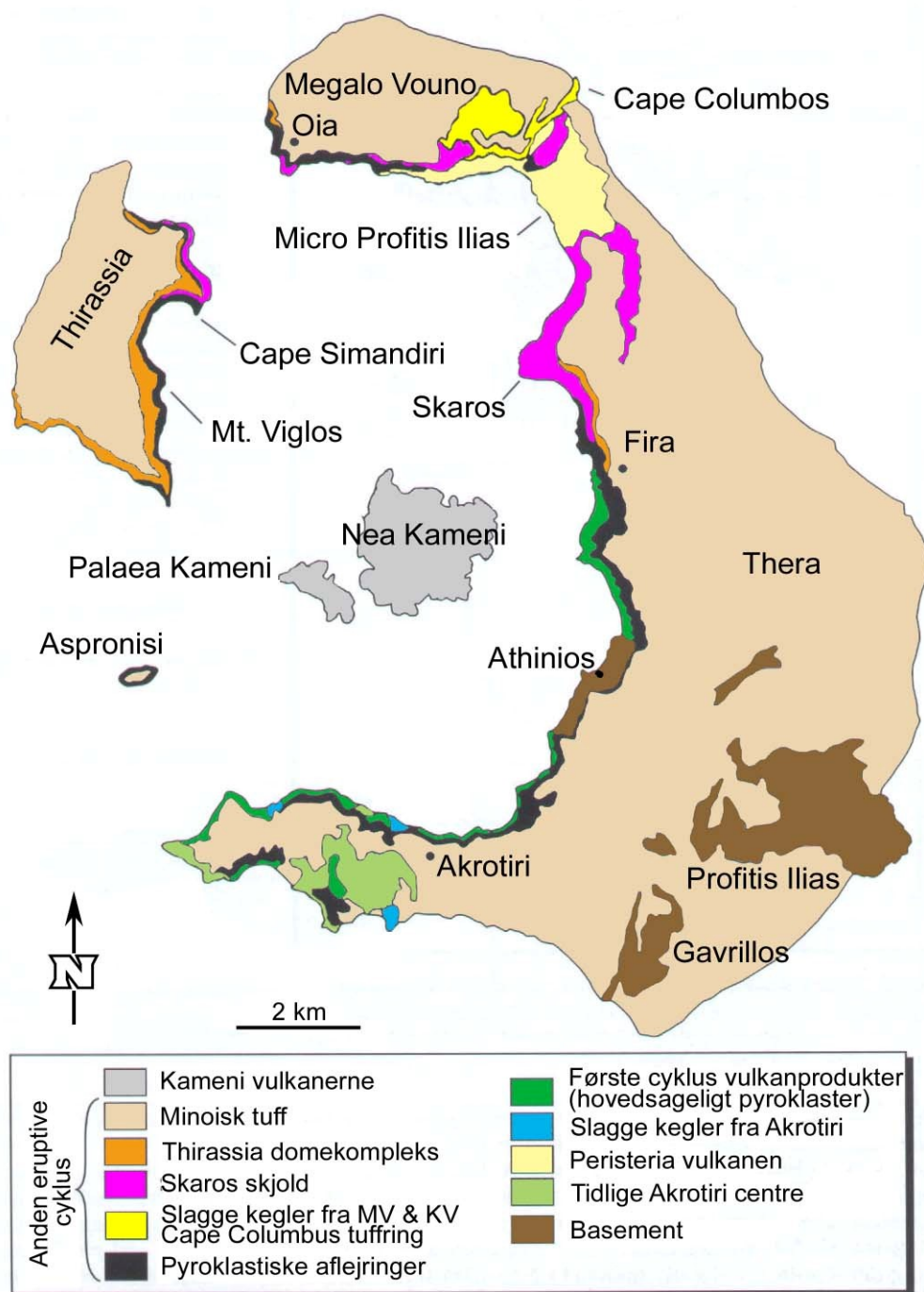
Det pre-Minoiske udseende af Santorini var noget anderledes end den topografi, vi ser nu. Den Minoiske eksplosion gjorde den udvendige diameter af Santorini større, hvor bl.a. pimpstenen har lagt sig, mens eksplosionen indvendigt udvidede calderaen betragteligt. Santorinis areal er nu på ca.  $90 \text{ km}^2$  mens den inden det Minoiske eksplosion var på ca.  $103 \text{ km}^2$  (Aston & Hardy, 1990).

Selv om Santorinis Vulkanologiske Eksplosions Indeks (VEI) for det Minoiske udbrud er 6.9 og mindre end Tamboras VEI på 7.0 (Decker, 1990), så er den én af de mest beskrevne vulkanbegivenheder. Det Minoiske udbrud er heller ikke den eksplosion, der har påvirket miljøet mest ved at have udspytet mest svovl eller påvirket klimaet i mere end 3 år (Pyle, 1997). Grunden til dens popularitet skal nok søges i sagnet om Atlantis, der stemmer fint overens med Santorinis geologiske udvikling, og at den Minoiske eruption således var begyndelsen til enden for det højtudviklede Minoiske folk. For en gennemgang af hele Santorinis historie henvises til *Fire in the sea* af Friedrich (2000), hvor denne bliver forbilledligt gennemgået.

### **4.4 Kameni øerne**

Efter den Minoiske eksplosion begyndte dannelsen af de stadig aktive Kameni øer, Palea og Nea Kameni (*fig. 4.3*). Kameni øerne ligger på Kamenilinien og har dannet et 4 km bredt og 400 m højt skjold over calderaens havbund (Heiken & McCoy, 1984), og de repræsenterer den sidste eruptive cyklus (Nicholls, 1971).

Hele Santorinis eruptive historie er gengivet i tegneserieform af Kann & Petersen (2003).



**Figur 4.3** Geologisk kort over Santorini i dag. Første cyklus er alle udbrudsprodukterne fra Thira vulkanen. *Modificeret efter Druitt et al. (1999).*

## 5. Thirassia vulkankomplekset

Thirassia vulkanen består ifølge Pichler & Kussmaul (1980) kun af aflejringerne på øen Thirassia, mens Nicholls (1971) og Huijsmans (1985) mener, at Thirassia og Skaros tilsammen udgør et vulkankompleks. Baseret på feltobservationer og geokemi i dette studie, har jeg valgt at Simandiri (Th1) og Skaros (S1) var to vulkaner der erupterede hver for sig, mens resten er fælles (Th2, S2, Th3 og CRI). Disse enheder udgør min Thirassia-Skaros (TS) vulkankompleksmodel.

Aflejringer fra Thirassia-Skaros vulkankomplekset forekommer på Thirassia, omkring Oia og omkring Skaros (*fig. 4.3 & 5.1*). Lavaerne er lyse- til mørkegrå og forekommer som domer, korte strømme og lange strømme. Fordelingen af lavaer og den interne foliation antyder udbrud fra flere kratere, men ingen kan dog længere ses (Druitt, 1985).

Langt den største del af TS vulkanen er sprængt væk og Thirassia øen, der er den største tilbageblevne del, udgør nu den nordvestlige rand omkring den Minoiske caldera (*fig. 2.2*). Kraterne, der gav ophav til lavaerne på Thirassia, var måske placeret langs en smal NØ-SV gående sprække (Heiken et al., 1990), ellers kom de ud fra flere kratere, fx flankekratere, mens lavaerne på Skaros kom fra hovedkrateret (Heiken & McCoy, 1984). Lavaerne fra Skaros hælder ind mod calderavæggen i øst, derfor må den tidligere vulkantop have ligget inde i den nuværende calderaen, der ses ingen føderør (Heiken & McCoy, 1984). Skaros lavaerne menes at komme fra Kamenilinien (Druitt & Francaviglia, 1990), mens Thirassia strømmene muligvis kan være kommet fra Columbuslinien (Heiken & McCoy, 1984).

På Thirassia består lagpakken hovedsageligt af lavastrømme adskilt af tykke røde scoriehorisonter. I alt er der (over havets overflade) opbygget en 295 m tyk lagpakke, hvor det højeste punkt er Mt. Viglós. Her afslutte der med andesitlavastrømme (Druitt, 1985).

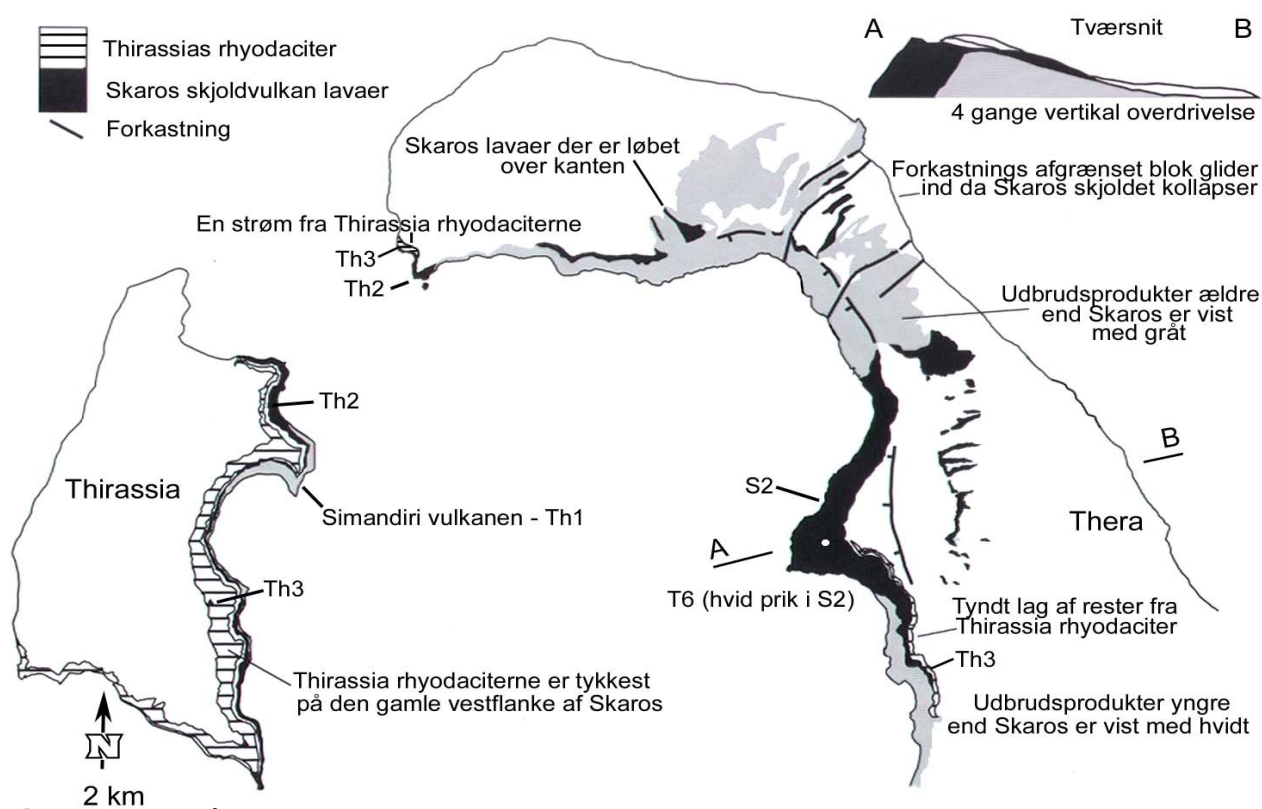
### 5.1 Stratigrafi

Den første vulkanisme på Thirassia stammer fra Simandiri vulkanen, bestående af en gruppe basaltiske og andesitiske lavaer, der bygger et lille skjold op (Hédervári, 1978); enhed Th1 (alle anvendte stratigrafiske enheder som defineret af Pichler & Kussmaul (1980)). Over Simandiri vulkanen er Bm aflejret, og herpå følger en gruppe af tynde lag af basaltiske til andesitiske strømme; enhed Th2. Øverste og sidste enhed; Th3 er en gruppe af dacit, andesitstrømme og -domer sluttende af med Cape Riva ignimbritten (Druitt et al., 1989). Th2 og Th3 er tydeligt adskilt af et



rødt scorie lag. Pichler & Kussmaul (1980) tolker Th3 som en rest af en klynge af Thirassia vulkaner (*fig. 5.1*).

Nyere studier viser at Th2 lavaerne er lithologisk og kemisk ens og stratigrafisk tilsvarende S2 lavaerne (det mellemste Skaros). Disse foreslås derfor at repræsentere en yderflig af Skaros skjoldet (Huijsmans, 1985). Der er ca. 30 S2 lavaer (Huijsmans & Barton, 1989). Th3 og T6 (allerøverste Skaros) ligger i det samme stratigrafiske niveau og Cape Riva ignimbritten og T6 er den samme (Heiken & McCoy, 1984). Enhed Th3 menes derfor, at udgøre resterne af et stort domefelt, der engang fyldte hele den nordlige del af Santorini (*fig. 5.1 & 5.2*) (Skaros-Thirassia domekompleks af Druitt (1985)). Da der kun er lidt pyroklastisk materiale i forhold til lava i TS komplekset, antyder det en stille eruptionsform (Druitt, 1985). Inden TS kompleksets endeligt ekstruderedes de sidste Th3 lavaer; dannet fra Cape Riva magmakammeret inden den calderadannende Cape Riva eruption (CR) (Druitt et al., 1989). I forbindelse med calderadannelsen aflejedes Cape Riva ignimbritten (CRI) på Thirassia, Thera og Aspronisi. Tefra fra CR eruptionen (Y-2, Narcisi & Vezzoli (1999)) er fundet både i det østlige Middelhav og mod nord i Marmarahavet. Dette betyder at tefraen dækker et meget stort område, og at eksplosionen må have været af sammenlignelig størrelsesorden som den Minoiske eruption (Wulf et al., 2002). CR eruptionen bestod af flere eruptioner ligesom den Minoiske (Druitt, 1985). CR eruptionen bortsprængte det meste af de nordlige vulkaner, dannede den nordvestlige kanal (Druitt & Francaviglia, 1990) og lod vand trænge ind i et lavvandet bassin i den nordøstlige del af calderaen, hvor der efterfølgende voksede stromatoliter (Eriksen et al., 1990).

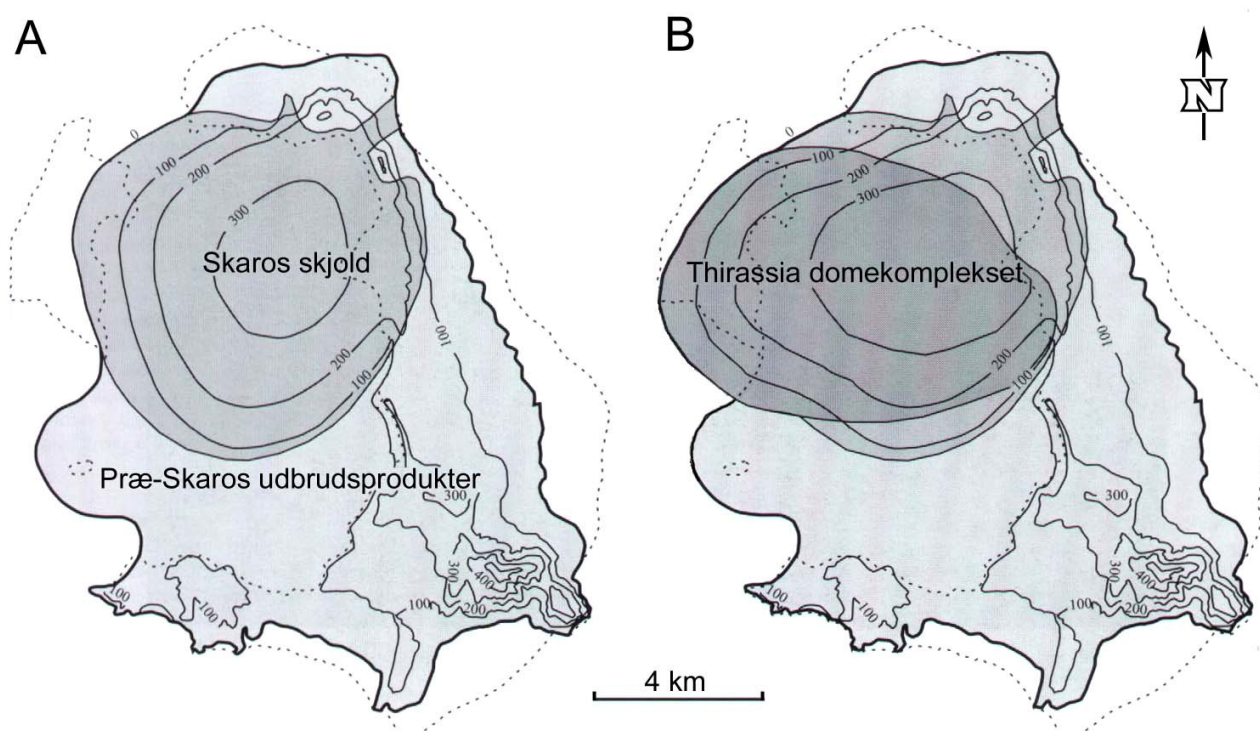


**Figur 5.1** Thirassia-Skaros vulkankompleksets udbredelse. Alle enheder er vist på kortet som de forekommer nu. *Modificeret efter Druitt et al. (1999).*

## 5.2 Aldersrelationer

TS vulkanen kan ikke aldersbestemmes ved hjælp af Bu, da denne ikke er fundet på Thirassia. Derimod findes Bm direkte over Th1 (Simandiri), og på Thirassia og Nordthera findes aflejringer af US2 (Upper Scoriae) oven på Th2 (og S2) (Pichler & Kusssmaul, 1980). Øverst er CR ignimbritterne (nyt navn af Druitt (1985), tidligere kaldet Upper Ignimbrites af Pichler & Kusssmaul (1972; 1980)) aflejret over Th3 (Druitt et al., 1989). Over CR er der en paleosol, der afløses af den Minoiske pimpsten. TS komplekset begyndte således mellem Bu og Bm og sluttede med CR.

Der er dårlig korrelation mellem absolutte aldersbestemmelser af TS komplekset. Det ældste der er dateret på Thirassia, er en paleosol under de tidligste lavaer med en radiocarbon alder på 54 ka (Friedrich & Velitzelos, 1986). Den yngste datering er CR ignimbritten som, ved datering med  $^{14}\text{C}$  på forkullet træ, giver en ukalibreret alder på mellem  $18050 \pm 340$  og  $18880 \pm 230$  før nu (Pichler & Friedrich, 1976), mens en kalibreret alder efter Bard et al. (1990) s'principper giver 22 ka før nu. Disse dateringer antyder en maksimal varighed på 32 ka for det aktive kompleks, mens tidligere vurderinger var på 36 ka (Pichler & Friedrich, 1976; Druitt, 1985). Dateringer af lavaer fra Skaros vulkanen giver  $67 \pm 9$  ka (Druitt et al., 1999) og  $85^{+22}_{-19}$  ka (Zellmer et al., 2000). Hvis Skaros dateringerne angiver cirka starttidspunktet for TS komplekset og CR dateringen giver afslutningen, fås en aktiv varighed af komplekset på ca. 50 ka (fig. 5.2).

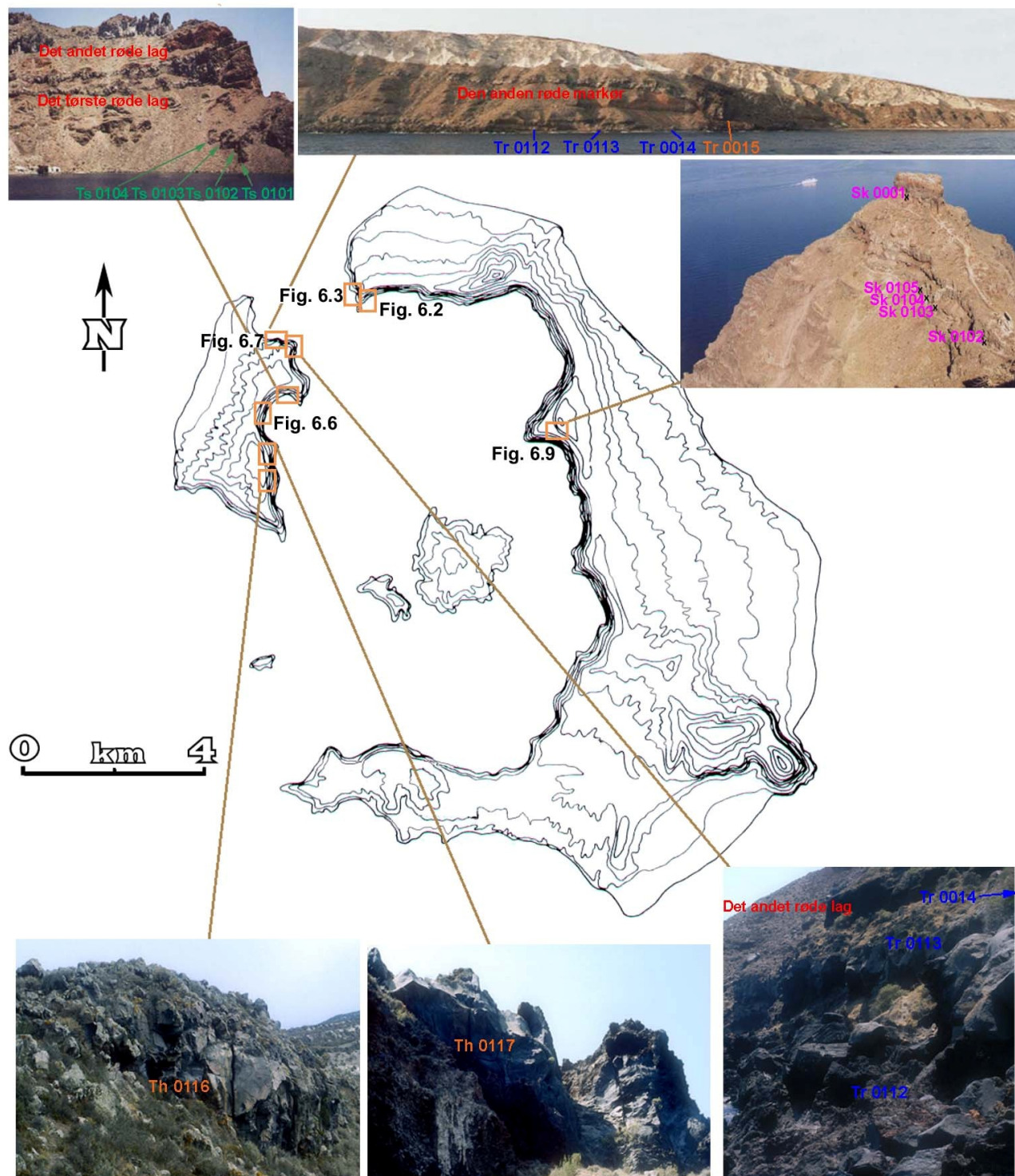


**Figur 5.2** Thirassia-Skaros vulkankompleksets oprindelige udseende. Inden A er Simandiri vulkanen (Th1) eruperet på østsiden af Thirassia, og S1 er eruperet under Skaros skjoldet. **A:** Skaros skjoldet (Th2 og S2) dækker hele den nordlige caldera. Efter Skaros skjoldet opstår Thirassia domekomplekset. **B:** Thirassia domekomplekset (Th3) overlejrer mest Skaros skjoldet i vest, hvor aflejringerne er tykke. Til slut aflejres T6 lokalt oven på Skaros, der kommer fra Cape Riva på Thirassia hvor der aflejres en ignimbrit (CRI) og der dannes en caldera. *Modificeret efter Druitt et al. (1999).*



## 6. Prøveindsamling

Prøverne er samlet i feltsæsonerne 2000 og 2001. Der er indsamlet prøver fra to lokaliteter (Amoudi og Skaros) samt på øen Thirassia (fig. 6.1). For den samlede lagseries stratigrafi se fig. 6.4.



**Figur 6.1** Kort over Santorini der viser, hvor der er taget prøver. Prøvernes numre står på de tilhørende lavastrømme, og små x er markerer de præcise prøvetagningssteder. Ved fem af de orange bokse er der yderligere figurhenvielse til fotos og stregtegninger. Der er to røde scorielag, der bruges som stratigrafiske markører, disse er vist på de forskellige billeder.

Prøvenummereringen er gjort overskuelig ved at der forrest i prøvenummeret står to bogstaver, fx Am, som angiver at prøven er samlet i Ammoudi (se app. A-I for alle forkortelser), derefter følger fire tal fx 0001, de første to tal er de sidste to cifre i årstallet, her 2000, de sidste to tal er prøvens position; her er det den første prøve på det pågældende sted.

I Ammoudi er prøverne indsamlet nede fra havniveau og op til den øverste lavastrøm, så hele sekvensen er repræsenteret ved de indsamlede stykker af lavastrømme samt af en prøve af et scorielag det andet røde scorielag. De nederste bjergarter kan være påvirket af havvand, derfor blev der slået et stykke ind i klippen, så friske stykker kunne tages (*fig. 6.2 & 6.4*).

På Thirassia forefindes de nederste blottede lavaer nær Cape Simandiri i kanten af Corfos bugten, her er de første prøver samlet. De næste blottede lavaer ligger i et stratigrafisk højere niveau henne ved æselstien der fører fra Corfos til Manolas. Dette er hovedindsamlingslokaliteten, og der er taget prøver af alle de forskellige lavastrømme op langs æselstien. Derudover er der taget prøver flere andre steder på øen, for at få repræsenteret de stratigrafiske niveauer der ligger ovenover den øverste Manolas lava. Der er således taget prøver af alle blottede lavaer fra lavatungeområdet i nordenden af Thirassia og af toppene på sydenden af øen (*fig. 6.1, 6.4, 6.6 & 6.7*).

På Skaros er prøverne samlet fra toppen og nedefter på sydsiden af vulkanen. Det er de øverste fem lavastrømme der er taget prøver af, som alle er meget nemme at komme til, og meget friske. Det er slutningen af udbruddet fra kratret på Skaros, der er repræsenteret ved prøverne (*fig. 6.4 & 6.9*).

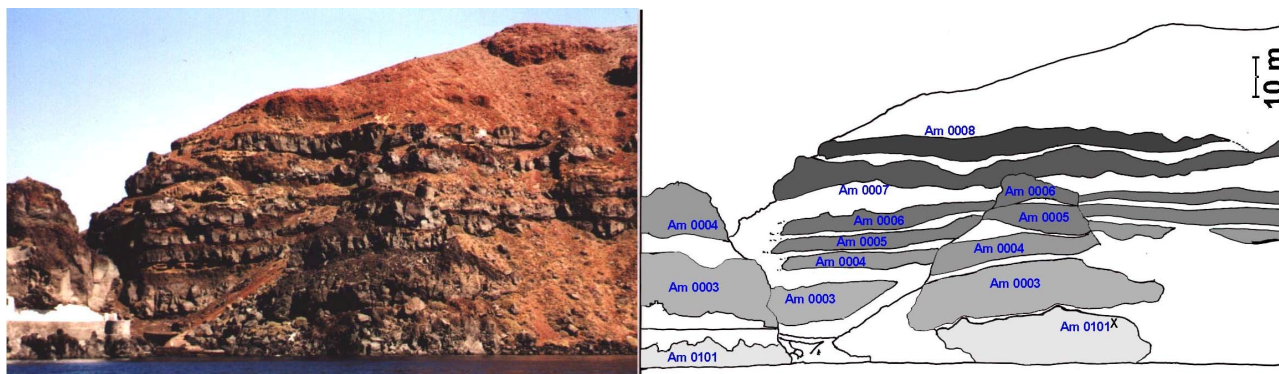
### **6.1 Ammoudi**

Lavasekvensen i Ammoudi (Oia s'havn beliggende sydvest nedenfor byen) (*fig. 2.2*) kan tænkes at tilhøre Thirassiavulkanens Th2 sekvens. Herover følger et tykt rødt scorielag, det andet røde scorielag, og oven på dette er der yderligere en lavastrøm, der kunne tilhøre Th3 sekvensen (se *fig. 6.4* for lagserien). I Ammoudi er der samlet lavaprøver over to år, og der er i alt indsamlet ti prøver. Alle lavastrømmene i Ammoudi hælder i nordvestlig retning. For alle lavaerne kan det samlet siges, at da lavastrømmene udbredte sig i landskabet rullede de på lapilli og blokke af lava, sidstnævnte kom fra lavafrenten hvor de størknede og brækkede af, og derfor nu ses under lavastrømmene. De sorte lapillistykker og enkelte blokke af lava forekommer som et løst tephra-agglomerat, stykkerne er fra et par cm i størrelse til 20-30 cm. I kontakten mellem lavaen og tephra-agglomeratet er der nogle steder rødfarvet, måske pga. thermal oxidation som ved en subærisk eruption. Lavaen er helt aphanitisk i kontakten og uden strøkorn, fra kontakten og indefter bliver den jævnt grovere og ca.



10 cm længere inde forekommer der strøkorn. Nogle steder er der blot et par cm mellem lavastrømmene, andre steder er der op til en meter, mest almindeligt er omkring ½ m.

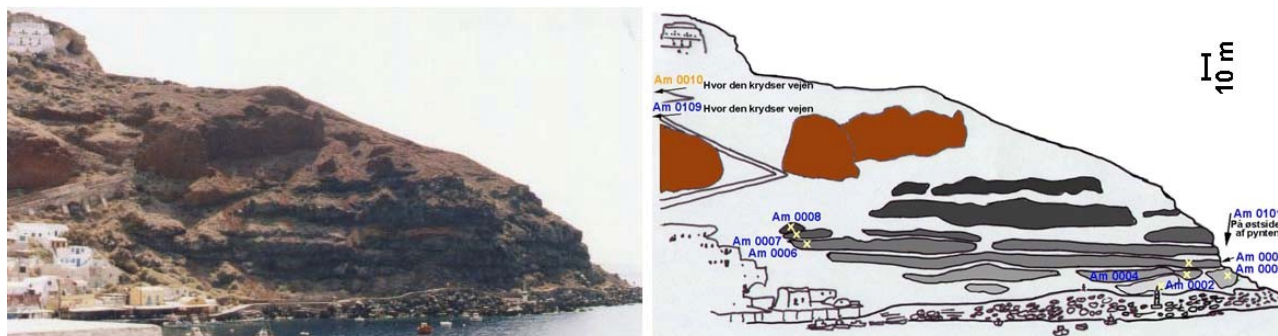
Den stratigrafisk ældste lava der er taget prøve af, findes på Ammoudis yderste pynt lige overfor øen Cape Ayios Nikólaos (*fig. 2.2*). Lavaen hvorfra prøven *Am 0101* er taget, går fra under havniveau og 5 m op (*fig. 6.2*). Der er ingen vesikler i den massive lava, dog er der erosion på overfladen fra vind og vand.



**Figur 6.2** Østsiden af Ammoudi, hvor prøven *Am 0101* er taget præcis ved det lille markerede x. Billedet til venstre er et foto af lokaliteten, mens billedet til højre er en stregtegning, der angiver numre og forskellige farver til hver indsamlet lavastrøm. På Cape Ayios Nikólaos øen (yderst til venstre på begge billeder), er *Am 0101* nederst i vandkanten og over den kommer en tyk grå lava *Am 0003*. I kontakten til *Am 0101* viser *Am 0003* äfkøling i bunden. Oven på *Am 0003* ög dens övre äfkølingshorisont ligger endnu en lava *Am 0004*. Årsagen til at der her ikke findes en *Am 0002* öven på *Am 0101* er måske topografisk betinget, da strømmen ikke dækkede denne del af landskabet, da den løb ned af siden på vulkanen, som på vestsiden af pynten (*fig. 6.3*).

Den næstnederste blottede lava ved Ammoudi er *Am 0002* og den kan ses på vestsiden af pynten, nærmere havnen (*fig. 6.3*). *Am 0002* fremtræder massiv, men med op til flere cm store vesikler særligt i den øvre del. Farven på lavaen er lysegrå, og der ses tydelige strøkorn og nogle steder flydestrukturer. Mod syd tynder strømmen ud fra ca. 1 m tykkelse og forsvinder. Den underliggende kontakt er til en rød-brun-sort tuff, og i kontakten mellem tuffen og lavaen er der et brunt agglomerat, der har en max tykkelse på ca. 1 m. Tuffen er på det tykkeste (kun toppen er blottet) ca. 1½ m, den er flot lagdelt (farvestriber) og indeholder op til 10-15 cm store lavabomber. Tuffen har størst korn i bunden, og de aftager i størrelse opad. Der er erosion i toppen af tuffen inden lavaen er kommet og har overlejret den. Den næste prøve, *Am 0003*, er taget længere mod syd-øst i forhold til *Am 0002*. Der er scorie under *Am 0003* lavaen, dette lag er ca. 1½ m tykt. Lavaen er vesikulær med svage flydestrukturer, og vesiklerne er trukket ud, så de er fra 0.1 cm – 50 cm i længden og ½ cm – 2 cm i højden. Lavastrømmen er på det tykkeste 3½-4 m og toppen ligner en pahoe-hoe lava. Denne overlejres af en orange tuff, som måske er farvet af varmepåvirkning fra næste lavastrøm. Tuffen er mellem ½-2 m tyk. Over tuffen følger *Am 0004*, der har scorie af variabel størrelse i bunden,

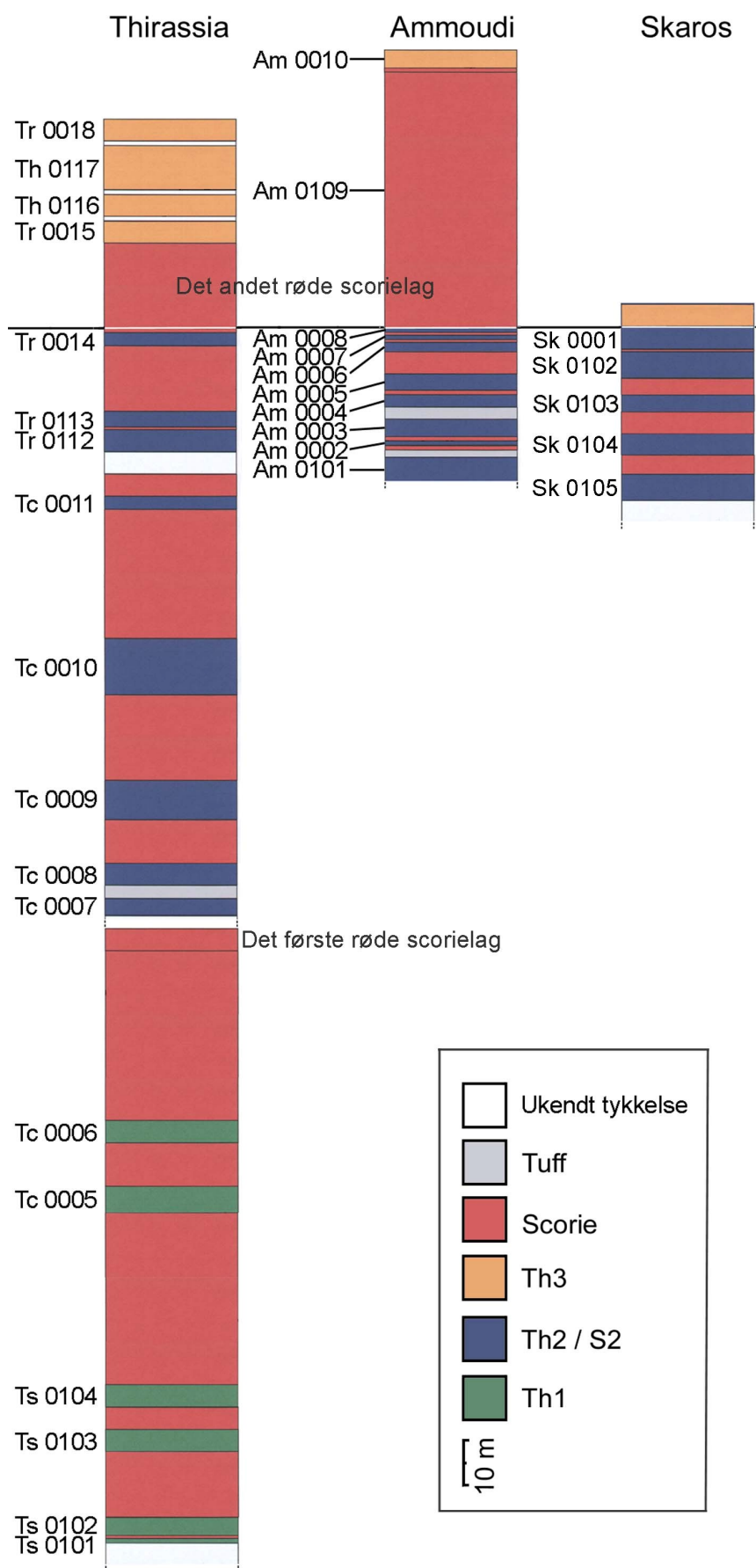
scorien er en anelse rødlig. Der er vesikler i lavaen, og nogle af disse er trukket ud, mens lavaen andre steder er massiv. Lavaen er mellem ½-2 m tyk og toppen er pænt afgrænset med ½-1 m scorie til næste lavastrøm. Prøven af *Am 0005* er taget bag pynten syd for fyrtårnet på den lille bakkeknoled. Lavaen er 2-3 m tyk, delvis vesikulær og delvis massiv, samt mellemgrå som de foregående. Herefter følger ca. 4-5 meter med scorie. Tættere på Ammoudi havn er *Am 0006* taget, det er en lava med spredte vesikler, der er ca. 1½ m tyk. Ca. ½ m over toppen af *Am 0006* kommer *Am 0007*, der har massive partier og vesikulære partier, den er ca. ½ m tyk. De to lavastrømme er adskilt af scorie, som er orange-gullig. Der er ligeledes ½ m scorie mellem *Am 0007* og *Am 0008*, som er den øverste lava på sydsiden af Ammoudi, der kan nås. Den er delvis vesikulær og delvis massiv med lidt gullig farve rundt omkring, den er ca. 1 m tyk. Over Ammoudi havn findes det røde scorielag, som ligger ovenpå *Am 0008*. Laget er 50-80 m tykt. Prøve *Am 0109*, den røde scorie, er taget der hvor det røde lag krydser vejen, pga. hældningen, på vej ned til havnen. Det røde lag er bygget op af lapilli stykker i mm størrelse til m store blokke, hvoraf de største er 2\*½ m, mens de fleste er 20\*10 cm. De store blokke er rødbrune og matrix rød som alle de mindre blokke. Det røde lag er det samme der ses på Thirassia, og som benævnes det andet røde scorielag .”



**Figur 6.3** Vestsiden af Ammoudi, ud til selve havnen. Til venstre originalfoto og til højre en stregtegning af samme. Til højre er angivet numre på alle lavastrømmene både i og uden for billedet. De små x er angiver præcis hvor prøverne er taget. Det røde lag er det andet røde scorielag (se afsnit 6.2). Farverne på lavastrømmene er de samme som i fig. 6.2.

Ved Ammoudi ses en lavastrøm *Am 0010* oven på den røde sekvens, denne tilhører muligvis Th3. Lavaen ligger i stor højde over havnen, men lige nord for havnen falder den til havniveau pga. den hældning aflejringer har. *Am 0010* er den øverste lava der kan tages prøve af i Ammoudi, og den ligger oven på den røde sekvens indtil 100 m fra hvor den rammer vejen, her ligger den oven på noget finere ukonsolideret aske, som er i ler/silt størrelse og musegråt. *Am 0010* er ca. 4 m tyk. I kontakten til underlaget er der under lavaen et rødt agglomerat, som er scorieagtigt med 5-40 cm knolde i. Selve agglomeratet er op til en meter tykt. Det meste af lavaen er massiv, men i toppen er

den vesikulær med langstrakte vesikler. Prøven er taget ved toppen af vejen, der leder ned til Ammoudi.



**Figur 6.4**

Stratigrafien for de tre undersøgte lokaliteter. Ud for hver lokalitet står de indsamlede prøvenumre. Enheden Ukendt tykkelse er anvendt fem gange på Thirassia, hvor det pga. nedfald eller terrænet ikke har været muligt at fastslå tykkelsen. Det første og det andet røde scorielag er markørhorisonter.

Jeg har valgt at sammenkæde de tre lokaliteter ud fra undergrænsen af 'Det andet røde scorielag' samt Cape Riva ignimbritten. Thirassia og Ammoudi er nemme at sammenligne, da det andet røde scorielag ses disse steder. På Skaros er Sk 0001 aflejret i S2/Th2 sekvensen og den overliggende ignimbrit hører til Cape Riva ignimbritten, derfor er markøren sat i mellem de to. Se app. A-II for stratigrafisk log.

## 6.2 Thirassia

Thirassia øen er den største tilbageværende del af Thirassia vulkanismen. Her ses sekvens Th1 tilhørende Simandiri under det første røde scorielag, Th2 kan erkendes mellem de to røde scorielag, og over det andet røde scorielag er Th3. Begge sidstnævnte tilhører TS komplekset. Thirassiaprøverne er indsamlet over to år, og der er i alt indsamlet 18 prøver. På Thirassia hælder lavaerne fra calderaen og ud mod stranden, fra øst mod vest. Inde ved havnen i Corfos hælder og buer lavaerne også væk, de er højest under Manolas (konveks) og faldende mod syd og nord. Lavaerne på Thirassia er vesikulære med store strøkorn, og lavaerne ser ud som om de var sejtflydende. Der ses mest enkelte lavastrømme, dog ses en enkelt serie af fire koncentriske lavaer som måske stammer fra ét udbrud. I landskabet ses lavninger der er fyldt op med lava, samt airfall der følger landskabet, og så kan der ses mudderstrømme, der fylder en dal op i calderavæggen.

De nederste prøver er taget tæt på Cape Simandiri (*fig. 2.2*), og tilhører muligvis enhed Th1 (*fig. 6.1*). Den nederste prøve *Ts 0101* er taget 5 m over havet fra en 1 m tyk strøm, der hviler på en horisont af aske i flere farver. Lavaen er kølet hurtigt, indeholder vesikler over det hele og er opsprækket. Den var i meget dårlig stand, stærkt forvitret, og var blottet over 4 m i længden. Ovenover *Ts 0101* kommer der 0.2 m brunrødsort scorie med blokke i cm størrelse. Oven på scorien kommer *Ts 0102*, der er en 4 m tyk opsprækket massiv strøm blottet over 10 m i længden. På denne strøm følger ca. 15 m scorie, og herover finder man den første lavastrøm, der er koncentrisk i afkølingen (*fig. 6.5*). *Ts 0103*, den koncentriske lava, er 3-5 m høj delvis opsprækket og fremtræder massiv. Derefter følger en 3-5 m tyk scorie og en ny koncentrisk lava, *Ts 0104*, som er 3-5 m tyk. Efter *Ts 0104* er der ca. 80 m til det første røde scorielag.

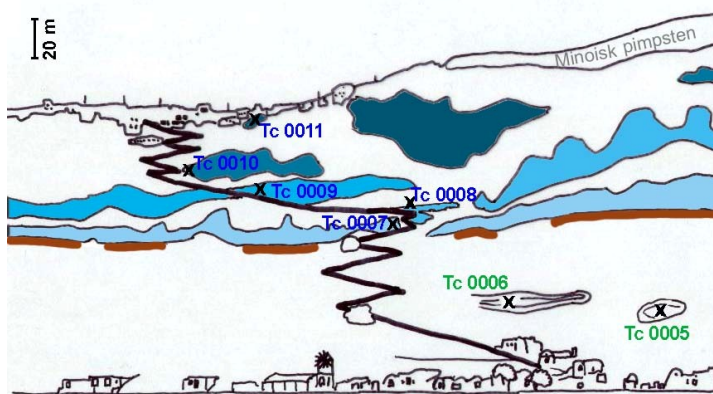
På vej op langs æselstien fra havnen Corfos til byen Manolas er der taget flere prøver. Den første i stratigrafisk niveau lige over Simandirilavaerne (ca. 30-40 m) er *Tc 0005*. Den er en af de koncentriske lavastrømme, og er 6 m høj og 12-14 m bred. Der ses ringstrukturer ved opsprækning, og den er meget massiv i midten. Den næste prøve, *Tc 0006*, er den sidste, der er taget fra serien af koncentriske lavastrømme, og som ligger under det første røde scorielag. *Tc 0006* er den der er tættest på æselstien af alle de koncentriske lavaer (*fig. 6.5*). Spidsen af lavastrømmen buler ud, lavastrømmen er 5 m høj og 25 m lang, og prøven er taget fra midten. Der er flydestrukturer og vesikler samt scorie i top og bund. Der er ca. 10 m til den underliggende *Tc 0005*, og der er ca. 40 m op til det første røde scorielag.



**Figur 6.5**

Koncentrisk afkølet lava. Her vises Tc 0006. Der er taget prøver af i alt fire koncentriske lavastrømme: Ts 0103 Tc 0006, der alle er meget ens i størrelse, farve og udseende med den koncentriske opsprækning. Opsprækningen kan ses både i længderetningen og i tværsnit som her på billedet. I Corfos bugten er der tilsyneladende kun én lavaserie, bestående af de koncentriske lavaer. De andre lavaer i bugten ser ikke ud til indbyrdes at være så ens, at de tilhører en serie, men er i stedet individuelle lavastrømme. De har forskellig farve, tykkelse og udbredelsesmønstre.

Over det første røde lag er der fra æselstien taget en prøve af Tc 0007, der er 2-3 m tyk nær stien, men den tiltager i tykkelse længere væk. Tc 0007 er indsamlet inden det lange lige stræk på stien, og denne prøve kunne repræsentere den første strøm i Th2 sekvensen (fig. 6.6).

**Figur 6.6**

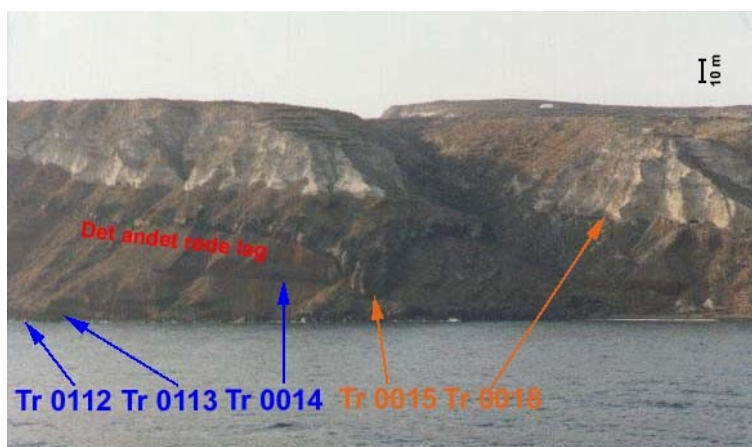
Corfos bugten på øen Thirassia. Øverst foto og nederst stregtegning. På stregtegningen er lavastrømmenes omrids markeret og med et x er det yderligere præcis markeret hvor prøverne er indsamlet. Udfor markeringen står prøvens nummer. Den stiplede røde streg, der går gennem stregtegningen, er det første røde scorielag, det andet røde scorielag ses ikke inde i bugten mellem Corfos og Manolas. Den gennemgående sorte zig-zag streg er æselstien der fører fra Corfos op til Manolas.

Tc 0007 og Tc 0008 er adskilt af en tuffhorisont, der er 1-2 m tyk og lysebrun. Tc 0008 er ca. 5 m tyk og prøven er taget lige under den vandrette mur, ovenfor svinget, i lige linie over prøve Tc 0007. Den næste blottede lavastrøm er Tc 0009 der er taget lige over den vandrette mur, det er en sort lava, der er 5-8 m tyk. Længere oppe ad æselstien, er Tc 0010 indsamlet i et sving. Tykkelsen på lavastrømmen overstiger 10 m og strømmen er massiv med afkølingshorisont i bunden, scorie i toppen, flydestrukturer og planaropsprækning. Strømmen er sort-rødlig farvet på overfladen, mens

den er sort indvendig og strømmen er meget flaget. Den øverste prøve fra indsamlingen i Corfosbugten er *Tc 0011* der er taget lige under Manolas. Selve lavastrømmen, der er et par meter tyk, er blottet lidt rundt omkring, men ses hele tiden i samme niveau. Der er scorie på den, og den ser massiv ud (*Fig. 6.6*).

I Cape Tinó området er den nederste lava repræsenteret ved *Tr 0112*. Lavaen er ca. 5 m tyk, og undergrænsen af den er i vandet (*fig. 6.1 & 6.7*). Oven på *Tr 0112* følger *Tr 0113*, der dykker ned til vandniveau i bugten ved Cape Tinó. Mellem *Tr 0112* og *Tr 0113* er der ¼ m scorie. Tykkelsen af *Tr 0113* er et par meter til 3 m, og den er lys grå med en rød afkølingsrand. *Tr 0113* er ca. 15-20 m under det andet røde scorielag, mens *Tr 0014* er taget næsten lige under det andet røde scorielag, længere inde i Millo bugten tættere på tungelavaen (*fig. 6.7*). *Tr 0014* lavastrømmen er 2 m tyk, og er mere forvitret end de fleste andre indsamlede lavaer. De tre lavaer her fra Cape Tinó området må tilhøre sekvens Th2, da de ligger under det andet røde scorielag, der her er op til 20 m tykt (*fig. 6.1*).

Over det andet røde scorielag ligger en lava, der løber ned over de andre lavaer i en tungeform. Der hvor lavaen løber over de øvrige lavaer, er disse ikke runde eller naturligt afsluttede, de er tværtimod stejlt kantede. De andre lavaer er altså gået itu inden lavatungen løb ned over dem ned i en lavning (*fig. 6.7*). Lavatungen ligger direkte oven på det andet røde scorielag. Den tungeformede lavastrøm i Millo bugten ved Cape Tinó er repræsenteret ved prøve *Tr 0015*. Lavastrømmen er ca. 5 m tyk og ligger over det røde lag. Lavaen ligger 10-15 m over havet, hvor den når længst ned, den er lidt blok agtig og den er sort til grå. *Tr 0015* repræsenterer den første Th 3 lava der tages prøve af på Thirassia.



**Figur 6.7**

På billedet ses hvorledes lavatungen (*Tr 0015*) er løbet udover det andet røde scorielag, som den er i direkte kontakt med, ligesom *Am 0010* også er det på den anden side af sundet i Ammoudi. Lavatungen har altså løbet ud over landskabet og fulgt dets konturer, og da den er kommet til kyststrækningen ved Cape Tinó, er den løbet ud over kanten og ned over de blottede lag, eller ned i en lavning. Et stykke over lavatungen ses Cape Riva ignimbritten (*Tr 0018*), og over denne ses den hvide tuff fra det Minoiske udbrud.

På toppen af Thirassia er der taget flere prøver af Th3 lavaer. Den allerøverste strøm lige nord for Kera kirken er *Th 0116* (*fig. 2.2 & 6.1*). *Th 0116* lå øverst på sin bakketop, og der var ikke noget

oven på den, heller ikke pimpsten. Undergrænsen kunne ikke ses pga. en stejl skrænt, men 5 m var blottet. Den næste prøve *Th 0117* (fig. 6.1) samledes i bugten, nord for kirken nær øens højeste punkt, Mt. Viglós (fig. 2.2). *Th 0117* ligger højere topografisk end *Th 0116*, og *Th 0117* må således være den øverste strøm og ligeledes uden noget oven på sig af nogen slags. I bunden af *Th 0117*, der fremtræder lysegrå, er der en rødfarvet lavabund. Om *Th 0117* ligger oven på en anden lava kan ikke ses, da landskabet i dette område er terrasseret. Lavaen er 3-10 m høj og ca. 50 m lang og der er tydelig vinderosion af lavaen, så den har bløde former og huller.

Det sidste udbrud på Thirassia repræsenteres af Cape Riva ignimbritten *Tr 0018* (fig. 6.7 & 8). Den sidder i væggen i Millo bugten, og der er nedfald af den på stranden i form af blokke, som kan findes på vej hen til tungelavaen. Ignimbritten er, afhængigt af landskabet, mellem 2-5 m tyk.



**Figur 6.8**

Ignimbrit (*Tr 0018*) fra Millo bugten; den såkaldte Cape Riva ignimbrit. På Thirassia repræsenterer den det sidste udbrud fra TS vulkanen. Det kan ses, at det varme materiale har bevæget sig, så de lithiske fragmenter er blevet retningsorienterede i asken, og senere svejset til en masse.

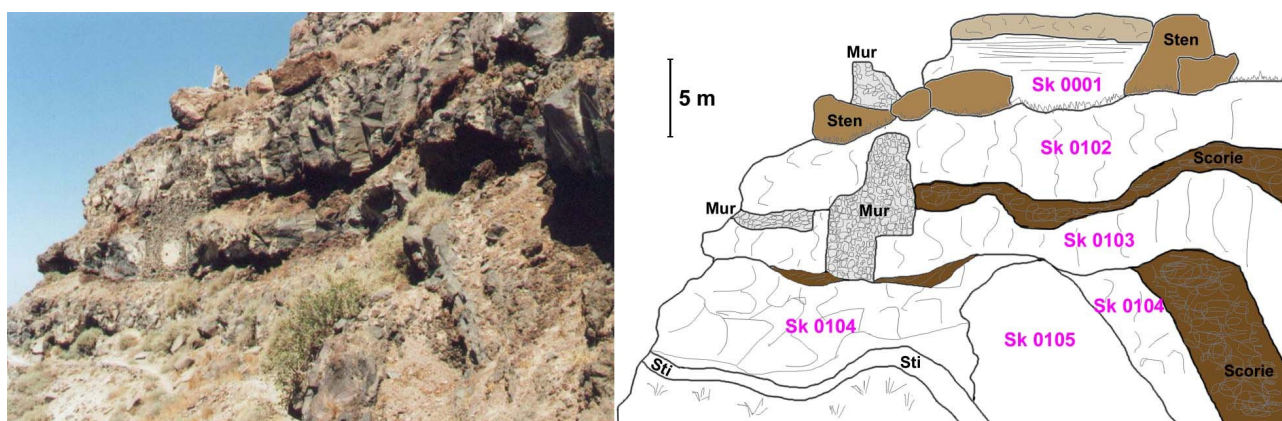
### 6.3 Skaros

Udbrudsprodukter på Skaros menes at være samtidige med Thirassia udbrudsprodukterne, specielt *Th2* sekvensen. Skaros prøverne er nemt tilgængelig under Imeroviglio (fig. 2.2). Der er samlet i alt fem prøver i løbet af to feltsæsoner. Lagene er meget tæt på vandret, og strømmene ser sejtflydende ud.

Prøven *Sk 0001* er indsamlet fra stien og taget fra det næstøverste lag på Skaros, på sydsiden af tøppen (fig. 6.1 & 6.9). Lavastrømmen er sort med nogle små xenolither, ca. 5 m tyk og rød ved erosion. Det øverste lag på Skaros er en svejset ignimbrit, som ikke er indsamlet, da den ikke kunne nås. Toppen af Skaros hviler på nogle arealmæssigt mere omfangsrige lavaer, hvor der tidligere også lå en hel by, i dag er der kun ruiner tilbage af byen. De næste prøver er indsamlet længere henne og nede ad stien. Den øverste af disse, mere omfangsrige lavaer, er *Sk 0102*, der er 3-6 m tyk massiv og lysegrå. Over *Sk 0102* ligger et scorielag, som man går på toppen af for at nå *Sk 0001*. Under *Sk 0102* findes der 2-3 m scorie med forskellige størrelser blokke, de fleste små og enkelte



store rødbrune. Under scorien kommer *Sk 0103*, der er lysegrå og 3-4 m tyk. Den nederste ½-1 m er bænket, så følger der et vesikulært stykke på ½ m og derefter er den massiv. Ned til den næste lava er der 2-5 m scorie, der er rødsort med små til store blokke. De fleste er små, men enkelte er store og når meterstørrelse. Derefter kommer *Sk 0104*, der er mørkegrå og 2-4 m tyk. Den sidste prøve er taget af en lava, der har fået de andre ellers vandrette overliggende lag til at bule opad, da de har skullet løbe over den. *Sk 0105* er rødsort og delvist vesikulær. Der ses ingen bundkontakt, da en skrænt af nedfald samt en sti ligger op til den. Der ses scorie i kanten og ingen flydestrukturer. Den er 6 m på tværs og 5 m høj, scorien mellem de to lavaer er 2-4 m tyk og består af sorte scorierullesten (fig. 6.9).



**Figur 6.9** Skaros under Imeroviglio. Til venstre ses et foto af et udsnit af området vist på stregtegningen til højre. Billedet viser *Sk 0102*-*Sk 0105* lige fremme og *Sk 0001* øverst midt i billedet. På stegtegningen er vist lavastrømmenes numre, samt andre elementer der indgår i billedet, fx mure fra de tidligere beboelser på Skaros. Det ses også tydeligt på billedet til venstre, at de ellers vandrette lag *Sk 0104*-*Sk 0102* er bulet op efter, da de er løbet over *Sk 0105*, da de kom frem til denne. Over *Sk 0001* ses en ignimbrit fra Cape Riva udbruddet.



## 7. Analysemetoder

Der er i alt indsamlet 33 prøver for at belyse Thirassia vulkankompleksets udvikling.

### 7.1 Behandling af stenprøver efter hjemkomst fra Santorini

Et stykke af bjergarten blev skåret af prøven med en diamantsav, og dette stykke blev anvendt til tyndslib. Derefter knustes den resterende bjergart med kæbeknuser og håndmorter inden endelig finknusning i en maskinmorter. Alle prøverne har været en halv time i en agatrystemorter ved 760 o/min. Grunden til at der er valgt en agatmorter, frem for en wolfram carbid morter, er for at undgå forurening med W, C, Co og Ta. Dog kan agatmorteren give en svag silikaforurening. Specielt Ta indholdet er interessant her, da Ta siger noget om subduktionsmiljøet. I mellem prøverne er morteren rensed med knust flint, sprit og trykluft, for at minimere kontaminering prøverne i mellem. Derudover blev der lavet en forurening af morteren med lidt af den prøve der efterfølgende skulle males, inden den egentlige prøve blev kørt. Dette er gjort for at mindske krydsforurening mellem prøverne, og for at mindske flint (SiO<sub>2</sub>) forurening.

### 7.2 Total bjergartsanalyse med hovedgrundstofanalyse, XRF og ICP-MS

Hovedgrundstofferne blev analyseret af Bjergartskemisk Laboratorium, GEUS (Danmarks og Grønlands geologiske undersøgelse) i København, under laboratorieleder Jørgen Kystøl. Det indleverede pulver blev opvarmet til ca. 1000 °C for at bestemme volatilindholdet. De efterfølgende undersøgelser er lavet på et Perkin Elmer Elan 6100 DRC i form af røntgenfluorescensanalyse af glasdisks forberedt med natrium tetraborat flux. Undtaget er Na og Mg, der ved atomabsorption og glødetab blev analyseret med gravimetri. Hovedgrundstofferne er i app. C.

Sporgrundstofferne blev analyseret direkte på pressede pulvertabletter, i Afdeling for Petrologi, Geologisk Institut, Københavns Universitet, af laboratorieleder John Bailey. Tabletterne er lavet af undertegnede som foreskrevet i kursusnoter (Bailey, 1993). Undersøgelserne blev udført ved røntgenfluorescensanalyse på et Philips PW 1400 spektrometer med teknikken udviklet af Norrish & Chappell (1977). Resultaterne er korrigeret for baggrundsstøj fra røret og prøvens spektrallinier og for matrixvariationer ud fra hovedgrundstofsammensætning. USGS standarder (G-2, GSP-1, AGV-1, W-1, BCR-1, PCC-1, DTS-1, W-2, DNC-1, BIR-1) blev brugt til kalibrering. AGV-1 er kørt som en ukendt og kan bruges til sammenligning af reproducerbarhed i forhold til kompilationen af Govindaraju (1994). Ppm for de enkelte sporgrundstoffer fås ved at de rå data (net tælling per sekund) blev indsat i formlen:

$$\text{ppm} = \text{net tælling per sekund} * \text{masseabsorptionskoefficienten} * \text{konstant}$$

Konstanten der oplyses sammen med ens data, er en maskinkonstant, der beregnes fra gang til gang maskinen kører, og masseabsorptionskoefficienten beregnes ud fra hovedgrundstofferne.

For sporgrundstoffer der analyseredes ved ICP-MS opløstes prøverne først i HF, derefter kom de i maskinen, hvor de under plasmadannelse opvarmes til  $6 \cdot 10^4$  °K og aerosoliseres. Fra brænderen kommer aerosolen ind til en argon plasmakanon, og når aerosolskyen rammes af argonen, vil de forskellige grundstoffer afgive spektrallinier. Spektrallinierne identificeres og intensiteten omsættes til koncentrationer. BHVO-1 er kørt som en ukendt.

Sporgrundstofferne der er valgt fra hver metode er i app. C.

### 7.3 Mineral kemi med mikrosondeanalyse

Den kemiske sammensætning af repræsentativt udvalgte mineraler er analyseret med WDS (Wavelength Dispersive System) på en elektronmikrosonde af fabrikat JEOL JXA-8200 med fem spektrometre. Hver måling på grundstofferne var ca. ½ minut, der blev brugt en accelerationsspænding på 15 kV og en strøm på 10 nA samt en 5 micron bred elektronstråle. Arbejdet blev udført på Elektronmikrosonde laboratoriet, Geologisk Institut, Københavns Universitet, med Jørn Rønsbo som laboratorieleder. Alt arbejde blev foretaget af undertegnede, undtagen carbonbedampningen af tyndsslibsprøverne og standardkørslen af mikrosonden, der blev foretaget af laborant Berit Wenzell. Som interne standarder blev kørt albit (Na), korund (Al), ren  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (Cr), feldspat (K), hæmatit (Fe), majalathi-olivin (Mg), Mn-syntetisk (Mn), Ni-metal (Ni), rutil (Ti) og wollastonit (Ca, Si). Alle data blev ZAF korrigeret (Z er atom nummer; A er masseabsorption; F er sekundær fluorescens). Der blev analyseret 12 prøver og de rå data blev konverteret til oxidvægt og strukturformler. Mineralkemi er samlet i kap. 10 og app. E.

### 7.4 Usikkerhed af analyserne

Hovedgrundstoffernes præcision, nedre detektionsgrænse og nøjagtighed er opgivet fra Kystol & Larsen (1999) i tabel 7.1.

**Tabel 7.1** Analyseusikkerhed for hovedgrundstoffer med (1s) præcision. Præcision betyder hvor godt resultatet kan reproduceres. LLD (Lower Limit of Detection) er den nedre detektionsgrænse, og her er det den målte nedre grænse. Nøjagtighed er et udtryk for hvor tæt resultatet er på det rigtige resultat baseret på standard data. *Fra Kystol & Larsen (1999).*

Grundstof	Præcision vægt%	LLD (målt) vægt%	Nøjagtighed vægt %
SiO <sub>2</sub>	0.15	0.3	0.24
TiO <sub>2</sub>	0.015	0.03	0.033
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.1	0.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.1	0.2	0.21
FeO	0.1	0.2	0.13
MnO	0.003	0.005	0.005
MgO	0.05	0.1	0.09
CaO	0.03	0.05	0.07
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.08	0.06
K <sub>2</sub> O	0.005	0.01	0.038
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.005	0.01	0.014
Volatiler	0.10	-	-

Sporgrundstoffernes usikkerhed er afhængig af hvilken mængde, der er af de forskellige grundstoffer og hvilke sporgrundstoffer det er til stede i prøven. For de analyserede sporgrundstoffer i dette speciale er nøjagtigheden vist i tabel 7.2, i henhold til skema fra laboratorieleder John Bailey.

**Tabel 7.2** Sporgrundstof usikkerhed fra XRF. Præcisionen i  $\pm$  % for de forskellige mængdeintervaller og detektionsgrænse.

Grundstof	ppm	Præcision	ppm	Præcision	ppm	Præcision	Detektionsgrænse
Nb	1-5	10	5-20	5			< 0.5
Zr	50-500	2					< 1
Sr	20-500	2					< 0.5
Rb	5-20	5	20-500	2			< 0.5
Zn	50-1000	2					< 1
Ni	2-20	10	20-50	5	50-200	2	< 1
Cu	5-20	10	20-50	5	50-1000	2	< 2
Pb	2-10	20	10-50	10			< 1
Ga	10-50	5					< 1
V	10-50	10	50-200	5	200-1000	2	< 3
Cr	10-50	10	50-200	5			< 3
Sc	10-50	5					< 1
Co	5-20	10	20-50	4			< 1
Ba	50-500	2	500-5000	1			< 1
Cl	1-100	10	100-1000	2			< 10
S	1-100	10	100-1000	2			< 10

ICP-MS undersøgelsens usikkerhed er oplyst ved personlig kommunikation med laboratorieleder Jørgen Kystol i 2002 & 2003. Tabellerne gælder for de valgte sporgrundstoffer i dette speciale. Se tabel 7.3 & 7.4.

**Tabel 7.3** Usikkerhed for sporgrundstoffer fra ICP-MS. Detektionsgrænse for alle grundstoffer er opgivet i ppm.

Grundstof	Detektionsgrænse i ppm
Th	0.2
La	0.12
U	0.05
Ce	0.04
Nd	0.02
Ta, Y	0.015
Hf	0.01
Dy, Sm	0.007
Pr	0.006
Gd	0.004
Er, Yb	0.003
Eu, Ho, Lu	0.002
Cs, Tb	0.001
Tm	0.0005

**Tabel 7.4** Usikkerhed på ICP-MS målingerne. Reproducerbarhed givet med en standardafvigelse, præcisionen er i ppm.

Grundstof	Præcision	Grundstof	Præcision	Grundstof	Præcision	Grundstof	Præcision	Grundstof	Præcision	Grundstof	Præcision
Y	2.8	Cs	9.2	La	4.3	Ce	3.5	Pr	6.1	Nd	6.3
Sm	6.4	Eu	4.9	Gd	5.7	Tb	4.9	Dy	5.0	Ho	5.5
Er	5.2	Tm	4.9	Yb	5.1	Lu	6.1	Hf	6.1	Ta	5.9
Pb	4.8	Th	31.5	U	8.7						

Mikrosondeanalysens nøjagtighed er oplyst til  $\pm 0.1$  masseprocent ved personlig kommunikation med laboratorieleder Jørn Rønsbo i 2002. Alle resultater under 0.1 masseprocent kan ikke bruges.

### **7.5 Standarder**

I forbindelse med at prøverne køres på XRF og ICP-MS bliver der målt på en standard for at vurdere maskinens resultat. Resultatet af de kørte standarder, deres måleresultat, og det internationale mål er givet i app. B.

På grundlag af standardkørsel er de grundstoffer der overlapper fra XRF og ICP-MS blevet vurderet enkeltvis, og det bedste resultat bruges i specialet, fx er Pb taget fra XRF, da tallet er tættere på standarden end ICP-MS tallet er på dens standard.

### **7.6 Kommentar til appendiks C**

Det ovenstående betyder, at i tabellen med hovedgrundstoffer er alt under tallet et opgivet med tre decimaler, og alt over tallet et er vist med to decimaler. Sporgrundstoffer fra XRF opgives med én decimal, undtagen Cl og S der er uden decimaler. Sporgrundstofferne fra ICP-MS er alle opgivet med to decimaler.

I alle diagrammer hvor tal fra app. C er anvendt er tallene brugt som de er, med undtagelse af de diagrammer hvor man skal regne om fx i TAS.

Data fra app. C er brugt til kap. 9.

## 8. Petrografi

En petrografisk undersøgelse af tyndslibene kan bruges til at finde ud af hvilke mineraler der er til stede, deres krystallisationshistorie, fx om der er zoner, samt mineralernes indbyrdes krystallisationshistorie, om der fx er flere generationer af et mineral. Fenokrysterne ( $>0.3$  mm) i bjergarten er krystalliseret i et subvulkansk kammer og giver dermed oplysninger om de magmatiske processer såsom temperatur og tryk, samt hvilke mineralfaser der måske var i ligevægt med smelten inden eruption. Grundmassen og eventuelle mikrofenokryster ( $<0.3$  mm), kan være krystalliseret under udbruddet i føderøret eller under aflejringer. Ikke alle fenokryster behøver at tilhøre prøven (xenokryster), de kan være kommet fra et andet magma ved magma mixing eller være faldet af fra magmakammerets sidevægge, loft eller føderør.

I håndstykke er alle prøverne massive til vesikulære og aphanitiske. I mikroskop ses ydermere, at de er mikrokrySTALLINE og hypokrySTALLINE. For alle de analyserede prøver gælder det, at de er porfyriske til glomeroporfyriske. Fenokrysterne og mikrofenokrysterne (heterogranularitet) ligger i en grundmasse der i alle slib viser intersertal tekstur (*fig. 8.3.q*), mens der i nogle slib også forekommer intergranulær tekstur (*fig. 8.3.r*). I nogle slib ses en trachytisk tekstur, hvor de små plagioklaslister i grundmassen er ensartet orienteret (*fig. 8.3.e*). De forskellige fenokrySTTYPER i alle lavaerne samt deres volumenprocent (vol. %) er analyseret ved punkttælling (se afsnit 8.1 og tabel 8.1). De modale proportioner denne tælling giver, er en guide for senere kvantitative modelleringer af fraktionering (kap. 10).

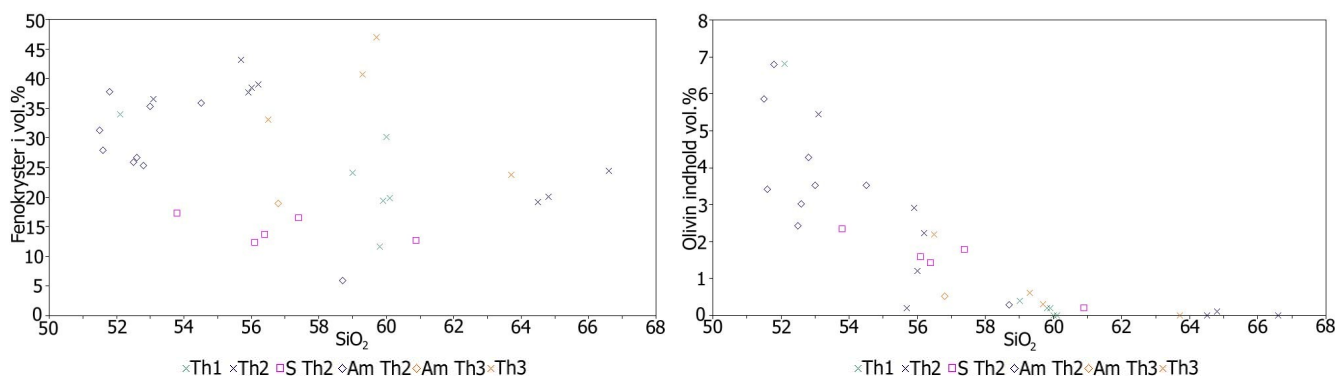
Herfra adopteres bjergartsklassifikation, modificeret fra Gill (1981) baseret på  $\text{SiO}_2$  indholdet; basalt  $<53$  vægtprocent, basaltisk andesit 53-56, andesit 56-63, dacit 63-68, rhyodacit 68-72, rhyolit  $>72$ .

### 8.1 Punkttælling

Alle indsamlede prøver er blevet punkttalt. Punkttælling er en proces, hvor vol. % af de enkelte fenokrySTFASER findes ved at tyndslibet er monteret i en mekanisk maskine, der bevæger sig 1/3 mm ved hver bevægelse, og der tælles et stort antal punkter. Maskinen bevæger tyndslibet hver gang der trykkes, og noterer således hvad der er observeret. Der er i samtlige 33 tyndslib talt 1000 punkter. I alle bjergarterne er alt det observerede talt med, da det giver udtryk for krystalindholdet i bjergarten. Således er xenolither ikke udeladt, da de bidrager til volumen af bjergarten og fortæller en del af dens historie. Der skelnes ikke mellem fenokryster og xenokryster. FenokrySTINDHOLDET er angivet i vol. % på vesikelfri basis. Total indholdet af fenokryster varierer ganske meget fra 5.8 vol.



% (Am 0109) til 47.0 vol. % (Th 0117). I basalterne er der et gennemsnit på 28.9 vol. % fenokryster, mens det for de basaltisk andesiter er 34.3, andesit har 24.0 og dacit har 21.9. Ud af de 33 prøver har de 32 et indhold af fenokryster der overstiger 10 vol. % (tabel 8.1). Alle de enkelte fenokryster samt det totale indhold af fenokryster og vesikler er plottet i volumenprocent mod SiO<sub>2</sub> i vægtprocent. Deraf fremgår det, at kun olivin viser nogen relation med silika indholdet (fig. 8.1).



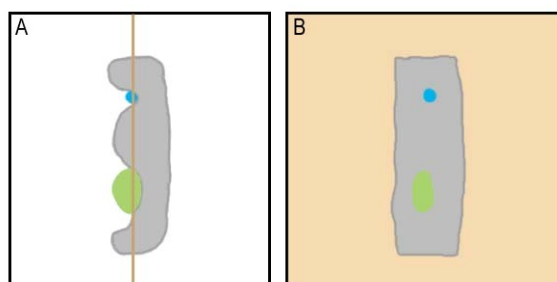
**Figur 8.1** I det venstre diagram er vist fenokryster i volumenprocent mod SiO<sub>2</sub> i vægtprocent, og det ses, at der ingen korrelation er mellem dem. Der er heller ingen af de individuelle mineraler, med undtagelse af olivin, der viser nogen korrelation mod SiO<sub>2</sub>. I det højre diagram er olivinindholdet i volumenprocent således plottet mod SiO<sub>2</sub> i vægtprocent, og der ses en negativ korrelation ved stigende SiO<sub>2</sub>. Olivin indholdet falder til nul omkring 61 vægt procent SiO<sub>2</sub>.

**Tabel 8.1** Punkttælling af tyndslib. Tredje til ottende kolonne er beregnet på vesikelfri basis. Tredje kolonne er det samlede antal fenokryster i volumenprocent og kolonne fire til otte er de forskellige fenokryster i volumenprocent ud af det totale antal talte punkter. Kolonne ni er vesikel indholdet i bjergarten. I nederste række er der vist et gennemsnit for de forskellige volumenprocent, ud fra hvor mange af slibene fenokrysterne er repræsenteret i.

Prøve nummer	Antal punkter talt	Volumen procent						
		Fenokryster	Plagioklas	Clinopyroxen	Orthopyroxen	Olivin	Opak	Vesikler
Am 0101	1000	37,8	28,1	0,5	0,0	6,8	2,4	1,4
Am 0002	1000	35,3	30,0	1,3	0,0	3,5	0,5	0,7
Am 0003	1000	35,9	28,1	2,8	0,1	3,5	1,4	0,6
Am 0004	1000	31,3	23,0	0,6	0,0	5,9	1,8	4,4
Am 0005	1000	25,3	20,7	0,3	0,0	4,3	0,0	1,9
Am 0006	1000	27,9	22,8	1,7	0,0	3,4	0,0	9,3
Am 0007	1000	25,9	23,1	0,2	0,0	2,4	0,1	1,0
Am 0008	1000	26,7	23,4	0,3	0,0	3,0	0,0	7,1
Am 0109	1000	5,8	3,9	1,5	0,1	0,3	0,1	31,3
Am 0010	1000	19,0	17,3	1,0	0,0	0,5	0,1	2,5
Sk 0001	1000	12,7	7,8	3,0	0,1	0,2	1,6	0,0
Sk 0102	1000	17,2	11,4	2,6	0,1	2,3	0,7	1,8
Sk 0103	1000	16,5	11,2	2,8	0,2	1,8	0,4	4,8
Sk 0104	1000	13,7	9,7	1,6	0,0	1,4	0,9	1,2
Sk 0105	1000	12,3	8,1	2,6	0,0	1,6	0,0	5,6
Ts 0101	1000	34,0	24,7	0,6	0,0	6,8	1,8	7,6
Ts 0102	1000	11,6	7,3	1,8	0,0	0,2	2,3	0,1
Ts 0103	1000	24,1	17,1	3,5	0,0	0,4	3,1	1,0
Ts 0104	1000	19,4	15,8	1,8	0,0	0,2	1,6	0,1
Tc 0005	1000	19,8	15,2	2,7	0,1	0,0	1,8	0,0
Tc 0006	1000	30,2	25,2	3,3	0,0	0,0	1,7	0,0
Tc 0007	1000	43,2	32,5	8,6	0,2	0,2	1,7	0,0
Tc 0008	1000	38,4	30,5	4,9	0,4	1,2	1,4	0,1
Tc 0009	1000	19,2	16,0	1,7	0,2	0,0	1,3	12,5
Tc 0010	1000	20,1	17,1	1,6	0,1	0,1	1,2	0,0
Tc 0011	1000	24,5	20,9	2,4	0,2	0,0	1,0	1,2
Tr 0112	1000	37,7	29,1	4,4	0,2	2,9	1,1	4,0
Tr 0113	1000	39,0	26,5	8,3	1,0	2,2	1,0	1,1
Tr 0014	1000	36,5	27,7	2,7	0,2	5,4	0,4	4,4
Tr 0015	1000	33,1	22,9	6,4	0,6	2,2	1,0	0,0
Th 0116	1000	40,7	32,3	4,4	0,6	0,6	2,7	1,0
Th 0117	1000	47,0	38,8	5,0	0,5	0,3	2,4	0,0
Tr 0018	1000	23,7	19,2	3,0	0,1	0,0	1,4	0,9
Gennemsnit		26,8	20,8	2,7	0,3	2,3	1,4	4,1

## 8.2 Fenokryster

De undersøgte bjergarter har alle en aphanitisk grundmasse, der indeholder forskellige mængder af fenokryster og vesikler. Der ses fenokryster af plagioklas, clinopyroxen, orthopyroxen, olivin og titanomagnetit i bjergarterne, og der er ikke andre mineraler repræsenteret (tabel 8.1 & 8.2) (Se kap. 10 for de enkelte mineralers kemi). De fenokrysfaser der er til stede i alle slibene (33) er plagioklas og clinopyroxen, mens olivin og orthopyroxen findes i henholdsvis 28 og 18 slib. Olivin er til stede i de mindst udviklede prøver, mens orthopyroxen overtager fra olivin i de mere udviklede. I langt de fleste prøver (29) kan der ses små opakke korn, som når man vipper slibene i påfaldende lys ses som sølvgrå metalliske octahedrale korn (tabel 8.1 & 8.2). For gennemgangen gælder det, at kun ting der er set er nævnt, og størrelsen af fenokryster er den største diameter målt. I flere mineraler ses der indeslutninger af andre mineraler eller grundmasse, men det behøver ikke nødvendigvis at være korrekt; pga. måden tyndslibet laves på ved at skære gennem mineralerne, kan man komme til at skære gennem en irregulær korngrænse og på den måde få en falsk indeslutning (*fig. 8.2*).



**Figur 8.2**

Plagioklas med indeslutninger. Et tyndslib skåret efter linien i A vil, pga. de irregulariteter der er i plagioklasen, give tyndslibet i planet i B. Resultatet bliver, at det grønne og blå mineral ser ud til at være indesluttet i plagioklasen, selv om de reelt ikke er det. *Ide efter Shelley (1993).*

### 8.2.1 Plagioklas

Plagioklas er den dominerende fenokrysfase, altså den der fylder mest. Som mikrofenokryst er plagioklas også det dominerende mineral i grundmassen. Indholdet varierer fra 3.9-38.8 vol. %, mens gennemsnittet er 20.8 vol. %. Plagioklas er det mineral der oftest forekommer euhedralt af de mineraler der er til stede i de forskellige slib. Langt de fleste plagioklaser er sub- til euhedrale, fx ses gamle an- til subhedrale kerner, der sidenhen er overvokset med nyere materiale og nu fremtræder euhedrale (*fig. 8.3.a*). Nogle plagioklaser indeholder blebs, altså inklusioner af smelte, grundmasse og andre mineraler (*fig. 8.3.b+c*). De mineraler der overvokses af plagioklas er typisk plagioklas, clinopyroxen, olivin og titanomagnetit, mens de krystaller der indeholder inklusioner oftest er resorberet på deres ydre rand. De fleste plagioklaskorn er normalt zonerede og de færreste er revers zonerede, nogle er homogene andre har multipel udslukning og andre igen oscillatorisk zoneret (*fig. 8.3.e+f*), der forekommer også kontinuerlig og diskontinuerlig zoneret. Derudover er der tvillinger, mest albit og få Carlsbad (*fig. 8.3.d*) samt afblandingslameller.

Der ses mange forskellige slags plagioklas i hvert slib, fx er de fleste plagioklaskorn hele, men der forekommer også bukkede og knækkede eksemplarer, der kan være dannet inden, under eller efter eruptionen. Der er plagioklaskorn, der har været knækkede, men som har fået ny vækst i revnerne (*fig. 8.3.d*), andre korn er bare knækket eller bukkede (*fig. 8.3.b*) og nogle er trekantede, altså slået itu under udbruddet. Der er desuden flere generationer, hvilket ses ud fra størrelsesforskelle. Dette giver variationer fra de små nåle (mikrofenokryster) i grundmassen og op til de store fenokryster på op til 5.0 mm (Sk 0105). Det er blandt de mindre, at de fleste massive korn skal findes, mens de større er mere resorberede. Plagioklaserne har et længde-bredde forhold, der går fra 1:1 til 1:20.

Af de ikke-massive plagioklas er der nogle der viser resorption (sieve tekstur, cirkulære huller) i randen og ellers er massive, nogle har resorption mellem kappe og randen, andre har resorption i kernen eller i kappen med nyvækst over, og der ses resorption mellem kerne og kappe. I nogle af krystallerne med resorption i, forekommer dette som små bitte prikker, mens andre har orme- eller fjerstruktur. Resorptionen ses også som bånd eller tilfældige huller. I de hullede krystaller (spongy tekstur, ikke cirkulære huller) har nogle hul i midten, andre har flere spredte huller, der kan være både få eller mange huller samt små og store huller. Udover at der kan være forskelligt antal og varierende størrelse af huller så kan der også være forskellig facon, fx er der aflange huller og rektangulære huller, derudover forekommer der få helt resorberede krystaller.

De fleste plagioklas er løst, men de forekommer også i glomeroporfyriske teksturer, der opstår ved sammenklumpning af mineraler til større enheder, hovedsageligt bestående af plagioklas med clinopyroxen og titanomagnetit (*fig. 8.3.p*), eller clinopyroxen, titanomagnetit og få oliviner eller udelukkende plagioklas (*fig. 8.3.o*). Krystalstørrelserne i glomerokrysterne er forskellig, nogle er domineret af små og andre er domineret af store.

Plagioklasindholdet svinger både i de forskellige slib og gennem det enkelte slib, nogle felter i et slib kan således være mørke eller lyse, afhængigt af om der er små plagioklaslister eller ej. De små aflange plagioklaslister i grundmassen har flydt rundt så bevægelsesretning ses, en trachytisk tekstur, og giver farvevariation over slibet.

## 8.2.2 Pyroxen

Der er både clino- og orthopyroxen i slibene, i forholdet ca. 20:1 clino- til orthopyroxen.

### 8.2.2.1 Clinopyroxen

Clinopyroxenfenokrysterne varierer i indhold fra 0.2-8.6 vol.% med et gennemsnit på 2.7 vol.%. Clinopyroxen forekommer oftest i glomeroporfyriske teksturer hovedsageligt sammen med

plagioklas og titanomagnetit. I nogle af glomerokrysterne er der større krystaller og i andre er der mindre krystaller (*fig. 8.3.p*), selve glomerokrysterne ses også i flere størrelser. Løstliggende korn af clinopyroxen ses også i grundmassen. Clinopyroxen optræder også som randen af jacketed eksemplarer af orthopyroxen. Den type clinopyroxen man oftest støder på er dog homogene krystaller, med tydelige spalteredninger og enkelte svagt zonerede krystaller. Sidstnævnte er normalt zonerede (*fig. 8.3.h*). De fleste korn er subhedrale, men der forekommer også an- og euhedrale korn (ottekantede). Der er set få stærkt resorberede korn (*fig. 8.3.j*). Der er enkelte aflange knækkede korn i de samme slib, hvor der ses knækkede plagioklaser. Der er clinopyroxener med huller i, specielt i midten, og enkelte krystaller har begyndende omdannelse, sandsynligvis til uralit. I samme slib kan der være flere generationer, der ses altså flere størrelser pyroxen. Tvillinger kan findes, men der er ikke mange af dem. Der er set eksempler på, at en gammel anhedral kerne er overvokset af en ny euhedral clinopyroxen (*fig. 8.3.i*). Clinopyroxen ligger tit op ad titanomagnetit, og der findes clinopyroxener med sorte ringe af titanomagnetit korn om sig. Clinopyroxenerne indeholder tit blebs af andre mineraler, det er hovedsageligt titanomagnetit, men plagioklas (*fig. 8.3.g*) og olivin ses også (*fig. 8.3.h*). Der er nogle krystaller med inklusioner mellem kappe og rand, men de er få.

### 8.2.2.2 Orthopyroxen

Der er observeret orthopyroxen i 18 af de studerede slib, og i disse slib varierer indholdet fra 0.1-1.0 vol.%, med et gennemsnit på 0.3 vol. %. Orthopyroxener forekommer på to måder; som euhedrale enten ottekantede eller prismatiske, pleokroitiske krystaller der er fritliggende eller som jacketed eksemplarer overvoksede med clinopyroxen i randen af længderetningen (*fig. 8.3.k*). Orthopyroxener er typisk mere euhedrale end de clinopyroxener de optræder sammen med og ligger mere frit (enlige korn). De jacketed orthopyroxener er an- til subhedrale, og de løse orthopyroxener er eu- til subhedrale. De jacketed orthopyroxener forekommer både som relativt små og store korn, mens de løstliggende er relativt små til mellemstore. I få eksemplarer er der observeret en meget svag zonerings. Der er et stigende indhold af orthopyroxener i de mere udviklede prøver.

### 8.2.3 Olivin

Olivinfenokryster er for det meste homogene, dog findes der enkelte korn, der er zonerede. Der ses hyppigt reaktionsrande (corona teksturer) der for hovedsagen er gule til brune og få røde. De fleste oliviner har omdannelse uden på, mens omdannelsen på andre er trængt ind langs de buede revner. Omdannelsen kan være serpentin og iddingsit. Der ses eu- til anhedrale korn og enkelte stærkt

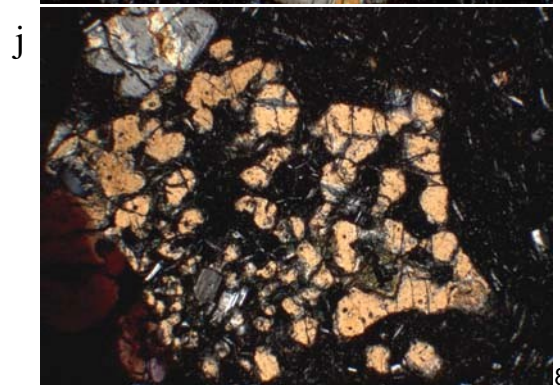
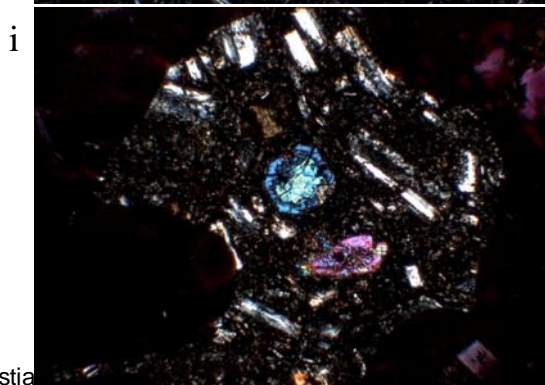
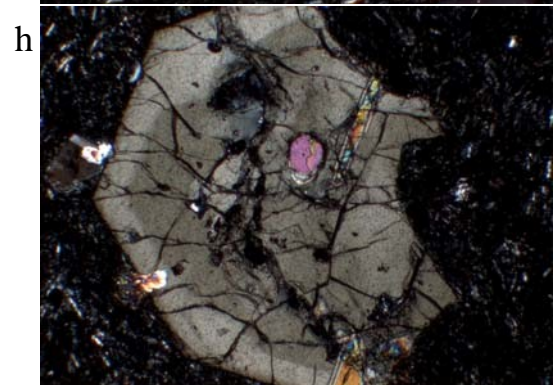
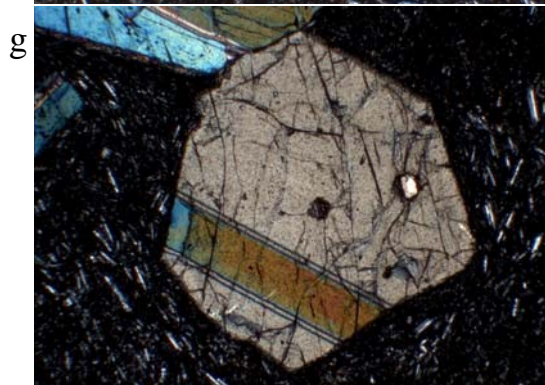
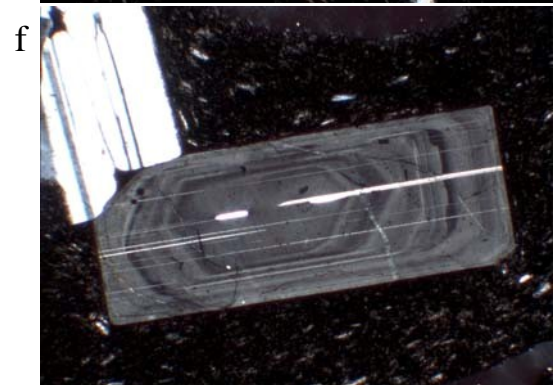
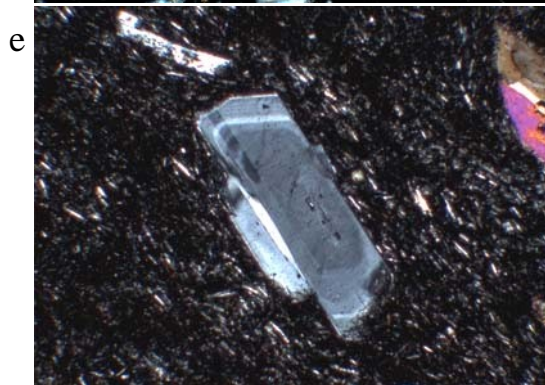
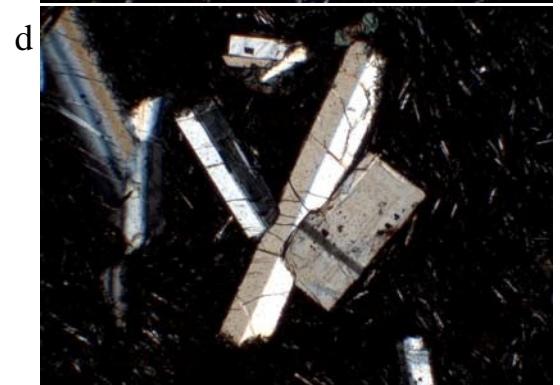
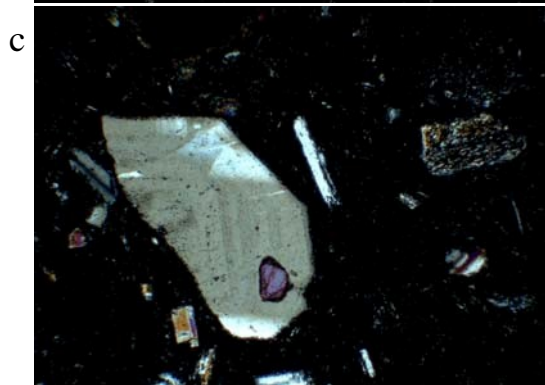
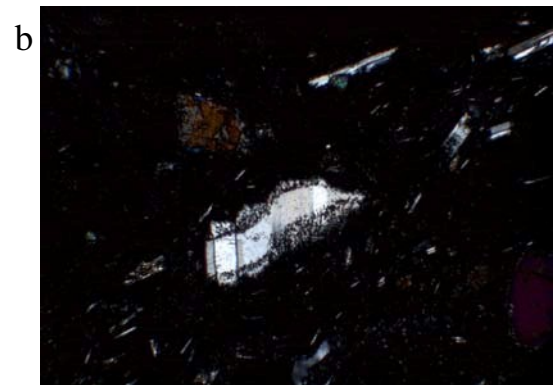
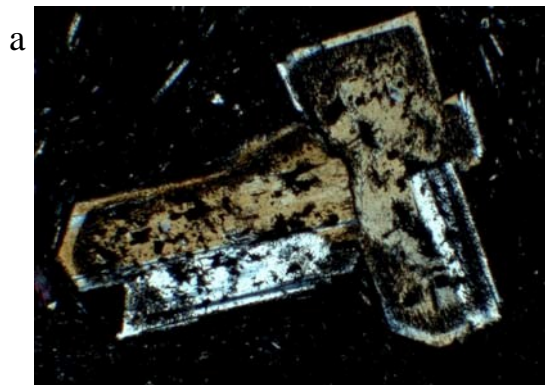
resorberede korn (*fig. 8.3.n*), mens an- til subhedrale er det mest almindelige. I nogle slib ses flere generationer af olivin. Olivin-fenokrysterne varierer i indhold i de prøver de er i fra 0.1-6.8 vol.% af prøven. Gennemsnitlig vol.% er 2.3. Der er kun olivin i de mindst udviklede prøver, dog forekommer oliviner i mere udviklede prøver i xenolither.

Omkring de fleste oliviner er der svage reaktionsrande, og der er revner i dem alle. Nogle oliviner er euhedrale (*fig. 8.3.m*) (hexahedrale) og helt friske uden omdannelse, ganske få er hullede, mens mere subhedrale korn viser omdannelse og få anhedrale korn ses med mere fremskreden omdannelse. Der er også anhedrale oliviner, hvor der er nyovervækst til euhedrale korn. De fleste oliviner ligger løst i grundmassen eller i olivin-glomerokryster, og nogle få ses i glomerokryster sammen med plagioklas og clinopyroxen. Der er mange relativt små og få store oliviner, de euhedrale eksemplarer er typiske relativt store. I nogle af olivinerne er der blebs ,hovedsageligt titanomagnetit og andre oliviner.

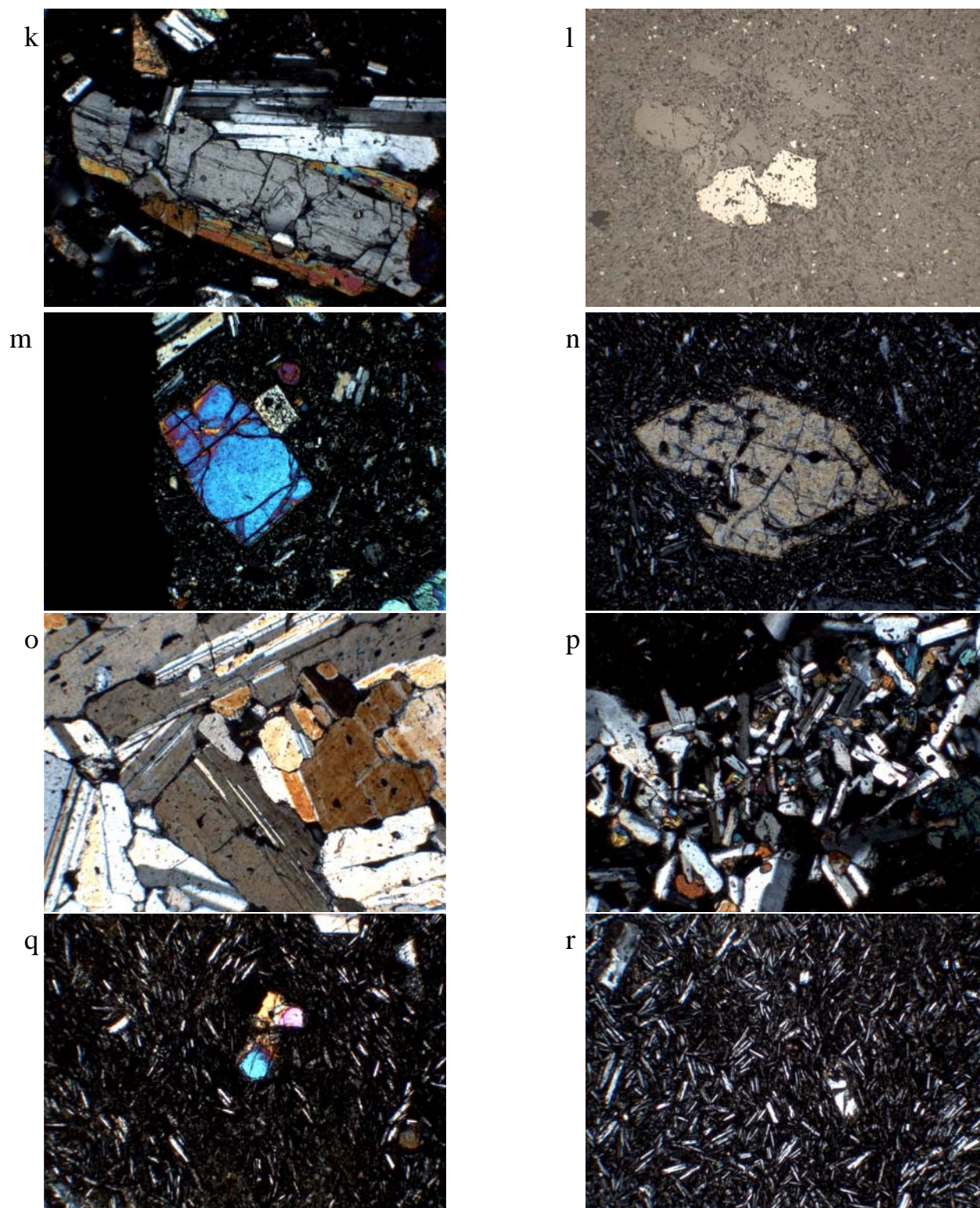
#### 8.2.4 Fe – Ti oxider

Fe-Ti oxider er repræsenteret i 29 tyndslib, og i de slib de er til stede, er jern-titanium oxiden titanomagnetit. Mængden af titanomagnetit varierer fra 0.1 til 3.1 vol. %, gennemsnitlig 1.4 vol. %, og de forekommer hovedsageligt i grundmassen som mikrofenokryster. Når titanomagnetit forekommer som større korn, som fenokryster, ligger de typisk op ad clinopyroxen. Det er yderst sjældent at se en euhedral krystal af titanomagnetit, i form af ruder eller kvadrater, de er langt mere almindelige som subhedrale krystaller (*fig. 8.3.l*). Titanomagnetit er tit til stede i flere størrelser, en mindre i grundmassen der er mere anhedral end de større mere euhedrale krystaller som ligger sammen med plagioklas og pyroxen. Hvis titanomagnetit ikke ligger i glomerokryster ligger de altså løst i grundmassen, både enkeltvis og flere sammen.









**Figur 8.3** Alle billeder er ca. 1.6 mm brede og er taget med krydsede nikoller, bortset fra l" der er taget i påfaldende lys. a-f er plagioklas, g-j er clinopyroxen, k er orthopyroxen, l er titanomagnetit, m-n er olivin, o-p er glomerokryster, q-r er grundmassens tekstur. a: Euhedral plagioklasovervækst på en anhedral plagioklas, Am 0005. b: Bukket plagioklas med smelteinklusioner i kanten, Sk 0102. c: Zoneret plagioklas der har overvokset olivin, Am 0101. d: Revner i plagioklas, ses kun i få slib, Ts 0103. e: Oscillatorisk zoneret plagioklas og trachytisk tekstur, Sk 0104. f: Oscillatorisk zoneret plagioklas, Tc 0009. g: Clinopyroxen med tvilling, der har overvokset plagioklas, Sk 0104. h: Zoneret clinopyroxen der har overvokset olivin, Sk 0104. i: Euhedral overvækst på en anhedral clinopyroxen, Ts 0101. j: Stærkt resorberet clinopyroxen, Tc 0005. k: Jacketed orthopyroxen, Tr 0112. l: To titanomagnetitkorn, Tc 0006. m: Euhedral olivin, Am 0004. n: Stærkt resorberet olivin, Am 0008. o: Glomerokryst udelukkende bestående af plagioklas, Am 0007. p: Blandet glomerokryst af plagioklas, clinopyroxen og titanomagnetit, Tc 0010. q: Intersertal tekstur der ses i alle slib, Ts 0103. r: Intergranulær tekstur der kun ses i nogle få slib, Ts 0103.

### 8.3 Gennemgang af petrografen

Beskrivelse af alle tyndslibsmineraller og deres udseende gives i tabel 8.2.

**Tabel 8.2** Petrografi af alle tyndslib. I kolonne 2 Mineral står de mineraler der er til stede i slibet. Kolonne 7-10 beskriver resorption i de enkelte mineralers krystaller med sieve tekstur. Kolonne 11 er spongy tekstur. Kolonne 14 Zonering kan være n eller r, alt efter om det er normal eller revers zonering. Kolonne 20 Overvokset beskriver hvilke mineraler det mineral man ser på har overvokset: 1-Plagioklas, 2-Clinopyroxen, 3-Orthopyroxen, 4-Olivin, 5-Titanomagnetit. Kolonne 1-22 gælder det enkelte mineral, mens 23 og 24 gælder hele slibet.

Prøve nummer	Mineral	Maks. størrelse i mm	Anhedral	Subhedral	Euhedral	Rand	Kappe	Kerne	Helt	Hullede (spongy)	Nyvekst	Tvilling	Zonert	Ingen zonering	Afblanding	Knækkeker	Reaktionsrand	Fritliggende	Overvokset	Glommeroporfy	Kommentar	Grundmassen	Trachytisk tekstur
Am 0101	Plg	2,6	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓	✓	n	✓		✓		✓	1,4	✓		glas	
	Cpx	3,0										✓						✓	1	✓			
	Ol	2,0	✓	✓	✓													✓					
	Tm	0,4	✓	✓	✓									✓				✓					
Am 0002	Plg	3,4	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n	✓				✓		✓		glas	
	Cpx	1,0	✓	✓	✓													✓					
	Ol	1,0	✓	✓	✓													✓					
	Tm	0,2	✓	✓	✓									✓				✓					
Am 0003	Plg	3,0	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n/r	✓	✓	✓		✓	1,4,5	✓		glas	
	Cpx	1,0	✓	✓	✓						✓		n, svag					✓	5	✓		jacketed	
	Opx	0,4	✓	✓	✓													✓					
	Ol	1,5	✓	✓	✓													✓					
Am 0004	Plg	2,0	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n/r	✓	✓	✓		✓	1,4	✓	blebs	glas	
	Cpx	0,8	✓	✓	✓													✓	4,5	✓			
	Ol	1,2	✓	✓	✓													✓					
	Tm	0,1	✓	✓	✓									✓				✓					
Am 0005	Plg	4,0	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n	✓	✓			✓	1,4	✓		glas	
	Cpx	0,6	✓	✓	✓							✓						✓					
	Ol	1,2	✓	✓	✓													✓					
Am 0006	Plg	2,3	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n	✓	✓	✓		✓	1,4	✓		glas	✓
	Cpx	1,7	✓	✓	✓													✓	2	✓			
	Ol	0,6	✓	✓	✓													✓	4	✓			
Am 0007	Plg	2,1	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n	✓	✓	✓		✓	5	✓	fjer	glas	
	Cpx	1,1	✓	✓	✓													✓					
	Ol	1,2	✓	✓	✓													✓					
	Tm	0,3	✓	✓	✓									✓				✓					
Am 0008	Plg	2,1	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n/r	✓	✓	✓		✓	4	✓	orne	glas	✓
	Cpx	1,0	✓	✓	✓							✓						✓					
	Ol	1,3	✓	✓	✓													✓					
Am 0109	Plg	1,2	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n/r	✓	✓	✓		✓	5	✓		glas	
	Cpx	0,4	✓	✓	✓													✓					
	Opx	0,1	✓	✓	✓													✓					
	Tm	0,2	✓	✓	✓									✓				✓					
Am 0010	Plg	1,8	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n/r	✓	✓	✓		✓	4,5	✓		glas	✓
	Cpx	0,6	✓	✓	✓							✓						✓	1,5	✓			
	Ol	0,3	✓	✓	✓													✓					
	Tm	0,1	✓	✓	✓									✓				✓					
Sk 0001	Plg	2,0	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n/r	✓	✓	✓		✓	5	✓	revner	glas	✓
	Cpx	1,0	✓	✓	✓													✓	1,5	✓			
	Opx	1,0	✓	✓	✓													✓				jacketed	
	Tm	0,5	✓	✓	✓									✓				✓				xenolith	
Sk 0102	Plg	4,5	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n/r	✓	✓	✓		✓	5	✓	bøjede	glas	✓
	Cpx	1,0	✓	✓	✓								n, svag					✓	1,4,5	✓			
	Opx	1,0	✓	✓	✓													✓				jacketed	
	Tm	0,2	✓	✓	✓									✓				✓	5	✓			
Sk 0103	Plg	2,0	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n/r	✓	✓	✓		✓	4,5	✓		glas	✓
	Cpx	1,0	✓	✓	✓								n, svag					✓	1,4,5	✓			
	Opx	1,0	✓	✓	✓													✓					
	Tm	0,2	✓	✓	✓									✓				✓	5	✓			
Sk 0104	Plg	3,0	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n/r	✓	✓	✓		✓	1,5	✓		glas	✓
	Cpx	2,0	✓	✓	✓								n, svag					✓	1,4,5	✓			
	Ol	1,5	✓	✓	✓													✓					
	Tm	0,8	✓	✓	✓									✓				✓					
Sk 0105	Plg	5,0	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n/r	✓	✓	✓		✓	4	✓		glas	✓
	Cpx	2,0	✓	✓	✓								n, svag					✓	1	✓			
	Ol	1,5	✓	✓	✓													✓				blebs	
Ts 0101	Plg	2,3	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n/r	✓	✓	✓		✓	1,4,5	✓		glas	
	Cpx	1,3	✓	✓	✓								n, svag					✓	5	✓			
	Ol	0,6	✓	✓	✓													✓	5	✓		blebs	
	Tm	0,1	✓	✓	✓									✓				✓					
Ts 0102	Plg	2,4	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n/r	✓	✓	✓		✓	1,5	✓	revner	glas	
	Cpx	1,3	✓	✓	✓													✓	5	✓			
	Ol	0,3	✓	✓	✓													✓	5	✓			
	Tm	0,4	✓	✓	✓									✓				✓					
Ts 0103	Plg	2,8	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	n/r	✓	✓	✓		✓	5	✓	revner	glas	
	Cpx	0,8	✓	✓	✓													✓	5	✓			
	Ol	0,4	✓	✓	✓													✓	5	✓			
	Tm	0,4	✓	✓	✓									✓				✓					



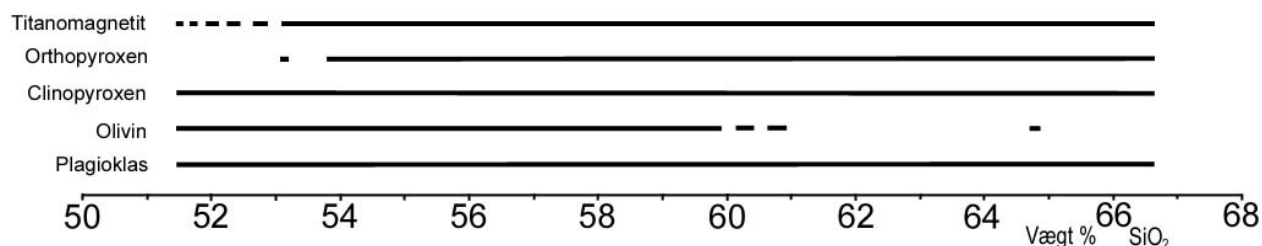
Tabel 8.2 fortsat.

Prøve nummer	Mineral	Maks. størrelse i mm	Aknhedral	Subhedral	Euhedral	Rand	Kappe	Kerne	Helt	Hullede (spongy)	Nyrækst	Tvillinger	Zoneret	Ingen zoneret	Ablanding	Knækkede	Reaktionsrand	Fritliggende	Ovenokset	Glommerporfy	Kommentar	Grundmassen	Trachytisk tekstur
Ts 0104	Plg	2,1		✓															1,4,5		revner	glas	
	Cpx	1,0		✓	✓							✓							5				
	Ol	0,3	✓																				
	Tm	0,2	✓																				
Tc 0005	Plg	2,0		✓									n/r						1,5		revner	glas	✓
	Cpx	1,1	✓	✓	⊗					⊗		✓	n						5		blebs		
	Opx	0,7	⊗																		jacketed		
	Tm	0,4	✓																				
Tc 0006	Plg	3,2		✓									n/r						1,5		revner	glas	✓
	Cpx	1,0	✓	✓	⊗							✓							5		blebs		
	Opx	0,7	✓																				
	Tm	0,4	✓																				
Tc 0007	Plg	3,4		✓							⊗		n/r						2,4,5		blebs	glas	
	Cpx	2,5		✓	✓							✓	n, svag						1,5		blebs		
	Opx	1,2	✓																5		jacketed		
	Tm	0,6	✓		⊗																		
Tc 0008	Plg	3,0		✓							⊗		n/r						1,5		blebs	glas	
	Cpx	2,3		✓								✓							1,2,5		blebs		
	Opx	0,4	✓																		jacketed		
	Tm	1,2	✓																				
Tc 0009	Plg	1,8		✓									n/r						2,5		blebs	glas	✓
	Cpx	1,0	✓									⊗							1,5		blebs		
	Opx	0,4	✓		⊗														5				
	Tm	1,0	✓																				
Tc 0010	Plg	4,0		✓									n/r						1,2,4,5		blebs	glas	✓
	Cpx	1,5		✓	✓							✓							1,5		blebs		
	Opx	0,4		✓	✓																		
	Tm	0,4	✓																				
Tc 0011	Plg	2,9		✓							⊗		n/r						2,5		blebs	glas	✓
	Cpx	1,0	✓									✓							5		blebs		
	Opx	0,7	✓		⊗														5				
	Tm	0,7	✓																				
Tr 0112	Plg	2,1		✓							⊗		n/r						2,4,5		blebs	glas	
	Cpx	1,1	✓									✓	n, svag								blebs		
	Opx	1,3	✓																5		jacketed		
	Tm	1,4	✓		⊗																		
Tr 0113	Plg	4,2		✓									n/r						1,2,4		blebs	glas	
	Cpx	2,2	⊗									✓	n, svag						1,5		blebs		
	Opx	0,8	✓																5		jacketed		
	Tm	1,3	✓		⊗																		
Tr 0014	Plg	3,2		✓									n/r	⊗		⊗			4,5		blebs	glas	
	Cpx	3,5	✓									✓							1,5		blebs		
	Opx	0,3	✓																		jacketed		
	Tm	0,8	✓																				
Tr 0015	Plg	3,8		✓									n/r		⊗				1,2,4,5		blebs	glas	✓
	Cpx	2,8		✓								⊗	n, svag						1,2,5		blebs		
	Opx	1,4	✓																5		jacketed		
	Tm	0,6	✓																				
Th 0116	Plg	3,2		✓									n/r			⊗			1,2,4,5		blebs	glas	✓
	Cpx	1,9	✓									✓							1,2,5		blebs		
	Opx	1,5	✓		⊗														1,5		jacketed		
	Tm	0,5	✓																				
Th 0117	Plg	2,6		✓									n/r						1,2,4,5		blebs	glas	
	Cpx	2,1	✓									✓							1,5		blebs		
	Opx	0,7	✓																5		jacketed		
	Tm	0,4	✓																				
Tr 0018	Plg	2,6		✓									n/r			⊗			2,5		blebs	glas	✓
	Cpx	1,2	✓									✓							1,5		blebs		
	Opx	0,4	✓		⊗														5		blebs		
	Tm	0,4	✓																				

### 8.3.1 Krystallisationshistorien

Krystallisationshistorien for de forskellige mineralfaser begynder med olivin, clinopyroxen, plagioklas og titanomagnetit, efterfulgt til sidst af orthopyroxen. Krystallisationsrækkefølgen er den samme som Huijsmans (1985) har bemærket. Ud fra krystallisationsrækkefølgen kan det ses, hvornår de forskellige mineraler kommer på liquidus, men ikke hvor længe de bliver ved med at krystallisere. Derfor er det interessant at afsætte forekomst, tilstedeværelse og forsvinden af de forskellige mineralfaser mod silika indholdet (fig. 8.4).





**Figur 8.4** Oversigt over mineraler mod SiO<sub>2</sub> i vægtprocent. Det ses, at plagioklas og clinopyroxen er repræsenteret i alle prøver, mens olivin kun er til stede i de mindre udviklede lavaer, samt i en enkelt mere udviklet lava, hvor olivin forekommer i en xenolith. Orthopyroxen optræder i alle prøver over 54 vægtprocent SiO<sub>2</sub>. Titanomagnetit ses i næsten alle prøver undtagen i de aller mest primitive.

Generelt for Thirassia-Skaros lavaerne kan det ses fra tabel 8.3 hvilke fenokryster de indeholder afhængig af magmatisk udvikling.

**Tabel 8.3**

Basalt:	Ol + cpx + plg ± tm
Basaltisk andesit:	Ol + cpx + plg + tm ± opx
Andesit:	Plg + cpx ± opx ± tm ± ol
Dacit:	Plg + cpx + opx + tm ± xenokryst ol

Hvor cpx er clinopyroxen, ol er olivin, opx er orthopyroxen, plg er plagioklas og tm er titanomagnetit.
---

### 8.3.2 Plutoniske xenolither?

Der er tre slib der indeholder xenolither: Sk 0001, Tr 0015 og Tr 0018. I Sk 0001 er der en xenolith, som består af mere fenokrystrigt materiale end grundmassen, og fenokrysterne i xenolithen er hovedsagelig plagioklas og clinopyroxen med en mindre mængde titanomagnetit. Xenolithen adskiller sig derudover kun fra resten af slibet ved ikke at indeholde olivin. I Tr 0015 er der observeret tre xenolither, de to består af ens materiale; en grundmasse af glas med plagioklasnåle samt vesikler, fenokryster af plagioklas, olivin samt clinopyroxen. Den sidste xenolith er mere primitiv end hovedparten af prøven, idet den kun består af plagioklas og olivin. I Tr 0018 er der fire xenolither, der alle er forskellige fra grundmassen. To af xenolitherne indeholder olivin og er mere primitive end resten af prøven, én xenolith består af det samme som grundmassen, dog er den mere fenokrystrig, og den sidste xenolith indeholder plagioklas og chlorit, der kan stamme fra omdannelse af clinopyroxen.

## 8.4 Valg til mikrosonde

De slib der blev udvalgt til mikrosondeanalyse, blev valgt, fordi de viser den spredning, der er i blandt prøverne. Det vigtigste kriterie var at få valgt prøver fra basalt-dacit og at de tre lokaliteter alle blev repræsenteret. De enkelte mineraler der derudover er valgt i hvert slib, er udvalgt så alle mineraler, samt alle forskelligheder inden for et mineral skulle repræsenteres i hvert enkelt slib. Resultaterne af udvælgelsen kan ses i kap. 10, og app. E.

## 9. Geokemi

I dette kapitel præsenteres geokemien for de indsamlede prøver (data opgivet i app. C-I), og denne vil blive brugt til at bestemme de mulige magmaprocesser for Thirassia-Skaros (TS) vulkanen. Prøverne er inddelt efter eruptionsenhed og sted, samt hvilken kompositionel gruppe de tilhører efter Le Bas et al. (1986): Basalt <52 vægtprocent SiO<sub>2</sub>, basaltisk andesit 52-57, andesit 57-63 og dacit 63-69. Da bjergarter fra hele TS vulkankomplekset har et SiO<sub>2</sub> indhold, der varierer fra 51 til 66 vægtprocent, blev SiO<sub>2</sub> valgt som differentiationsindeks til hoved- og sporgrundstof variationsdiagrammerne, for at vise den maksimale forskel mellem bjergarterne.

Som hjælp til klassifikationen af bjergarterne er der beregnet en CIPW-norm. CIPW-normen er den teoretiske, mulige mineralsammensætning i et vandfrit magma størknet ved atmosfærisk tryk, og rekalkuleret til 100% ud fra en almindelig kemisk analyse af pågældende bjergart. Se app. D-I for den beregnede CIPW norm efter Holm (1997), der bygger på principperne fra Kelsey (1965) og Cox et al. (1979). Det centrale punkt i en CIPW-norm beregning er, hvorvidt bjergartens oprindelige magmatiske Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) forhold er blevet modificeret eller ej. Derfor er det vigtigt ved beregningen at anvende et jernforhold, der tilnærmelsesvis repræsenterer smeltens, for at få den korrekt klassificeret. Under og efter eruption oxideres jern, og FeO vil således blive underrepræsenteret. Hvis der ikke korrigeres, vil mineraler som *olivin* og *hypersten* (enstatit) altså blive underrepræsenteret i forhold til *magnetit*, og dette vil lede til en silika overmætning i stedet for den silika mætning, der burde være. Korrektion af prøverne retter op på dette, og der findes flere måder at korrigere på. Fx korrigerer Middlemost (1989) hver bjergartstype med en fast værdi ud fra TAS-diagrammet, mens Gill (1981) benytter en fastsat værdi til hele suiten. Der kan også korrigeres med den laveste ratio for Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>2+</sup> blandt prøverne (Holm, 1997), da denne tænkes at afspejle det lokale magmatiske oxidationsforhold inden eruptionen. Det blev valgt at benytte minimumsværdien fra de indsamlede prøver, som er 0.21 (fra Am 0005 og Tr 0112) (app. C-I). Denne lave værdi kan ikke betragtes som værende tilfældig, da to andre prøver har forholdet 0.22. Hvis der i stedet var korrigeret ud fra Middlemost (1989), ville 33 % af prøverne være under de foreslåede korrektionsværdier, og efter Gill s'(1981) anbefaling på 0.3 for orogene andesitter var 18 % af prøverne under (app. D-II). Ved i stedet at anvende minimumsværdien bliver de lokale forhold taget i betragtning og vægtet tungt, det bliver de ikke i de offentliggjorte værdier. I app. D-I er resultaterne for CIPW normen givet med anvendelse af korrektionsfaktor på henholdsvis 0.21 og 0.3, for at se hvilken forskel de to tal giver. Det fremgår, at tallet 0.3 resulterer i mere *kvarts*,

mindre *hypersten* og mere *magnetit*. For at afgøre om de forskellige resultater falder indenfor usikkerheden på hovedgrundstofferne, er der lavet en sammenligning for tre udvalgte bjergarter. Det viser sig, at usikkerheden er meget mindre på hovedgrundstofferne end forskellen på de to forholdstal (app. D-III) og det kan derfor konkluderes, at det er vigtigt at vælge sit jernforholdstal med omhu.

Resultatet af alle prøverne viser, at der i alle prøverne er *kvarts* i overskud, da alkalierne bliver brugt op på feldspat. Da alle bjergarterne er hypersten- og kvartsnormative, er de alle kvarts tholeiiter og overmættede. Flere af bjergarterne ligger dog ganske tæt på grænsen til at blive mættede, olivin-normative olivin tholeiiter.

### 9.1 Hovedgrundstoffer

Tilstedeværelsen af comagmatiske lavaer, der har gennemgået differentiationsprocesser, som fx fraktioneret krystallisation, kan afspejles ved stigende eller aftagende tendenser i hovedgrundstof variationsdiagrammer.

#### 9.1.1 Fravælgelse af prøver

Da prøverne kan være delvist omdannede, både i forbindelse med selve udbruddet og efter dette, er det vigtigt at vurdere en sådan eventuel omdannelse. Omdannelse vil typisk kunne ses i LOI, petrografen og geokemien.

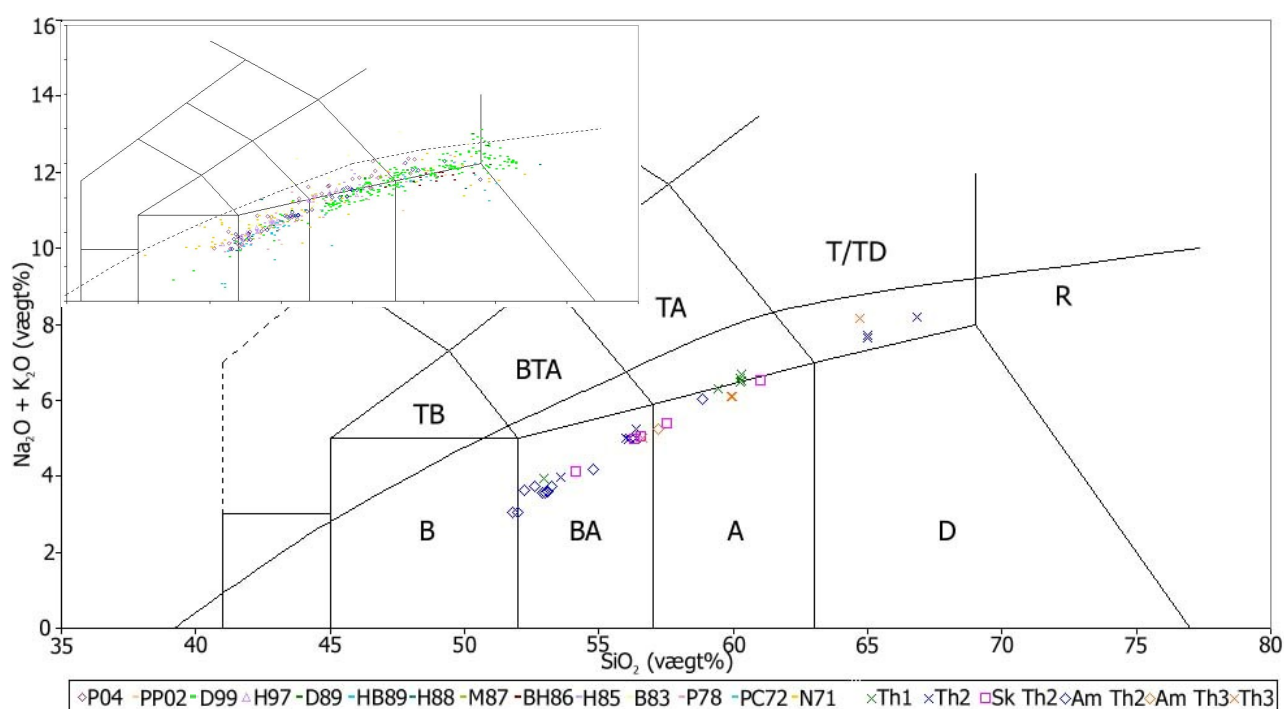
Med hensyn til LOI (et udtryk for mængden af vand og volatile grundstoffer i prøven) anbefaler Le Maitre (1989; 2002), at kun prøver med  $<2$  vægt%  $H_2O$  og  $<0.5$  vægt%  $CO_2$  klassificeres i TAS-diagrammet (se afsnit 9.1.2). Derfor kan alle prøver med et LOI tal over 2.5 udelukkes, dog har ingen af mine prøver et LOI tal over 1.6 (app. C-I), så ingen prøver udelukkes på denne baggrund.

Petrografisk ser alle prøver friske ud både makro- og mikroskopisk (kap. 8). Det eneste tegn på omdannelse der kan ses, er en omdannelse af oliviner i enkelte af prøverne, men da dette kan være sket inden eruption, kan det ikke udelukkende bruges som kriterie for at frasortere en prøve. Geokemisk ses der på jernforholdet mellem  $Fe^{3+}$  og  $Fe^{2+}$ , som er et udtryk for den oxidation prøven har været udsat for. En enkelt prøve har et forhold på 0.90 (Am 0109) mod de andre på gennemsnitlig 0.39, men da dette er en scorie, er det høje forhold at forvente (app. C-I). På dette grundlag er ingen prøver blevet fravalgt.

### 9.1.2 Klassifikationer

Bjergarterne kan ikke klassificeres ud fra deres modale indhold, da grundmassen er for finkornet. I stedet klassificeres de ud fra deres kemiske sammensætning.

Klassifikationen af bjergarterne foregår i flere diskriminationsdiagrammer, hvoraf TAS-diagrammet (Total Alkali mod Silika) giver den grundlæggende klassifikation og navngivning af bjergarterne ud fra  $K_2O+Na_2O$  indholdet mod  $SiO_2$  i vægtprocent (fig. 9.1). For underinddeling af bjergarter kombineres dette med CIPW-normen. Klassifikationen er baseret på hovedgrundstofferne, som opgives på volatilfri basis og omregnet til 100%. Navngivningen følger den seneste anbefaling fra IUGS af Le Maitre (2002).



**Figur 9.1** TAS-diagram. Thirassia-Skaros serien går fra basalt gennem basaltisk andesit over andesit op i trachyandesit og slutter i trachyt. Det ses også, at grænsen mellem andesit og trachyandesit krydses af Thirassia-Skaros serien. Langt de fleste prøver plotter i basaltisk andesit og andesit feltet. For indeling af serier se app. A-I. B = basalt; BA = basaltisk andesit; A = andesit; D = dacit; TB = trachybasalt; BTA = basaltisk trachyandesit; TA = trachyandesit; T/TD = trachyt eller trachydacit R = Rhyolit. Indsat øverst til venstre er 568 prøver fra Santorini (app. C-II), der viser samme udvikling fra B op til T/TD feltet, hvorefter udviklingen flader mere ud mod R feltet. Data taget fra Nicholls (1971), Pichler & Kussmaul (1972), Puchelt a & b (1978), Barton et al. (1983), Huijsmans (1985), Barton & Huijsmans (1986), Mitropoulos et al. (1987), Huijsmans et al. (1988), Druitt et al. (1989), Huijsmans & Barton (1989), Hansen (1997), Druitt et al. (1999), Pe-Piper & Piper (2002) og Petersen (2004). Diagram modificeret efter Le Bas et al., (1986).

De to prøver der plotter i basaltfeltet (Am 0004 og Am 0006) kan endvidere klassificeres som subalkali basalter, da de ikke indeholder normativ nefelin. De 18 prøver der plotter i BA-feltet er alle basaltiske andesiter, og de i alt syv prøver i A-feltet er andesitter. Prøver der falder i TA-feltet kan yderligere underopdeles i latiter og benmoreiter på baggrund af alkalimængde. De fire prøver i

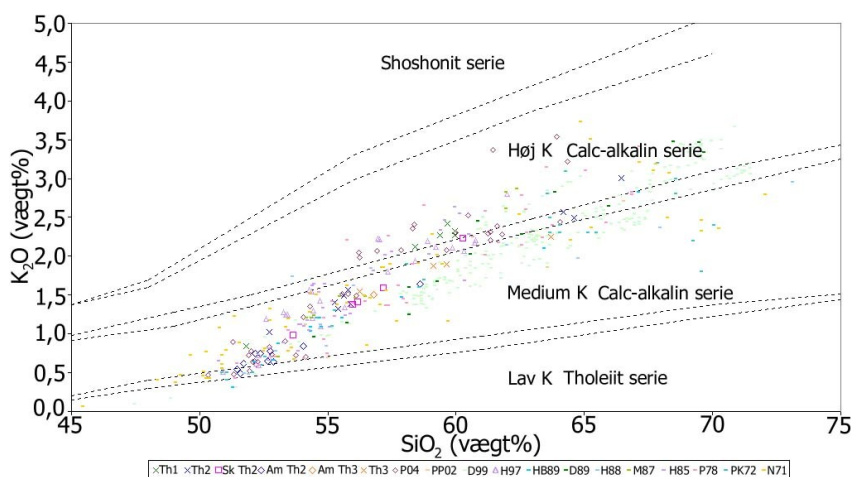


trachyandesitfeltet er således alle latiter (Ts 0102, Ts 0104, Tc 0005, Tc 0006), da de opfylder formelen  $(\text{Na}_2\text{O}-2.0<\text{K}_2\text{O})$  mol%. De fire prøver der plotter i trachyt/trachydacit feltet har alle et normativt kvartsindhold under 20% og er derfor alle trachyter (Tc 0009, Tc 0010, Tc 0011, Tr 0018). Da ingen af de fire prøver opfylder formelen  $((\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3>1)$  mol% kan det ses, at de ikke er peralkaline. Se app. C-I for klassifikation.

I TAS-diagrammet kan vulkanske bjergarter yderligere deles op i en alkaline del og en subalkaline del (fig. 9.1). Den fuldt optrukne skillelinie er valgt fra Irvine & Baragar (1971), da deres skillelinie også benyttes i AFM-diagrammet. Denne viser, at alle prøverne plotter i det subalkaline felt i TAS-diagrammet. For at se om dette gælder for alle vulkaner på Santorini, eller om dette kun gælder for TS vulkanen, er der indsamlet data fra litteraturen for resten af Santorini. Det viser sig, med meget få undtagelser, at alle prøver plotter i det subalkaline felt, så Santorinis lavaer generelt er subalkaline (fig. 9.1).

Bjergartsklassifikationen er efterfølgende som defineret i kap. 8, og i alle diagrammerne er data fra app. C-I og C-II anvendt.

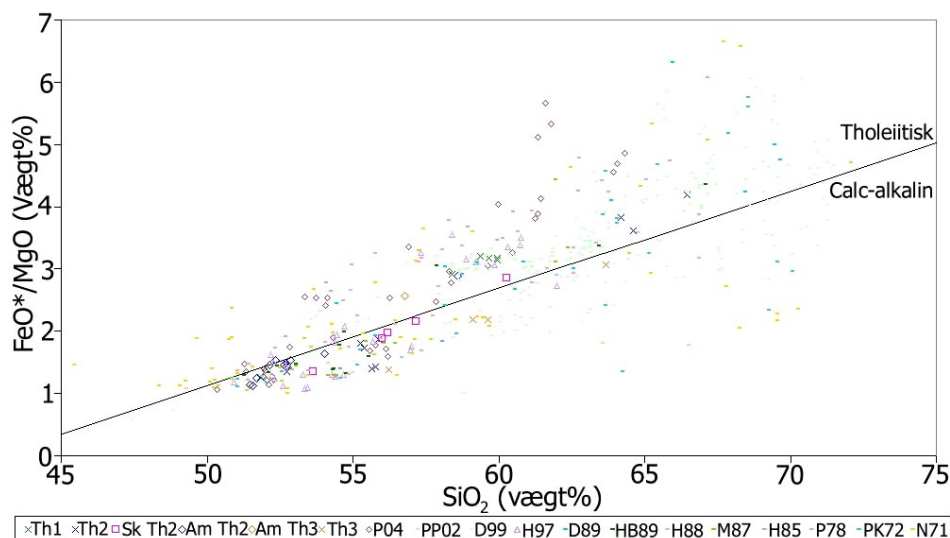
For at videreopdele de subalkaline prøver plottes  $\text{K}_2\text{O}$  mod  $\text{SiO}_2$  (fig. 9.2). Af diagrammet ses det, at de mindst udviklede TS prøver ligger på grænsen mellem lav K tholeiit feltet og det medium K calc-alkaline felt. Fra medium K feltet, hvor de fleste prøver plotter, krydser de mest udviklede over i høj K calc-alkalin feltet. TS følger den generelle udvikling på Santorini, det interessante er at linierne i diagrammet krydses.



**Figur 9.2**

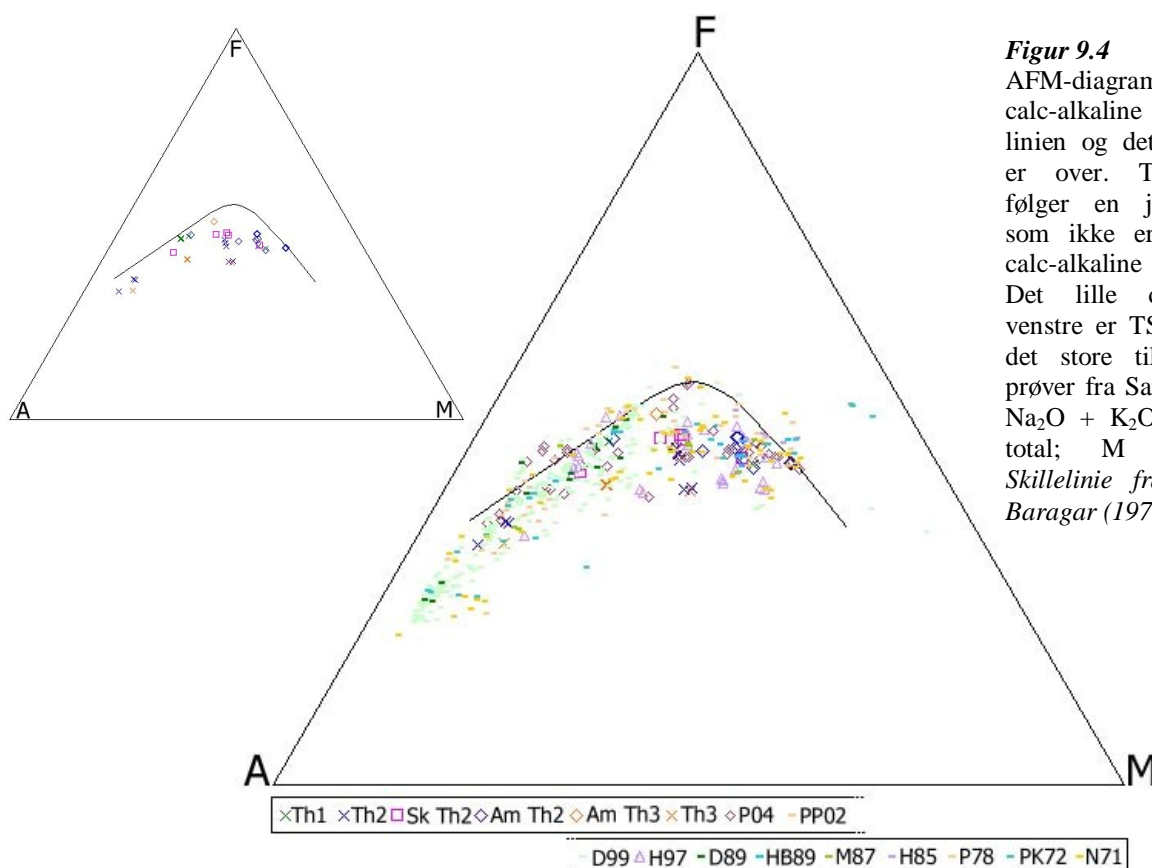
$\text{K}_2\text{O}$  mod  $\text{SiO}_2$ . TS og et udvalg af prøver fra Santorini. Der er flest prøver, der plotter i det medium K calc-alkaline felt. Signaturer som til figur 9.1, disse og vil blive brugt i resten af kapitlet. *Opdeling og diagram efter Rickwood (1989).*

I Miyashiros diagram (fig. 9.3), som adskiller tholeiiter fra calc-alkaline bjergarter, plotter TS prøverne lige omkring hvad der ser ud til at være en skillelinie. Det der skal lægges mærke til er hældningen af denne linie, da denne definerer tilhørsforholdet til den enkelte serie. Til sammenligning er plottet prøver fra resten af Santorini, og TS ligger omtrent midt heri.

**Figur 9.3**

Miyashiro diagram til inddeling af calc-alkaline og tholeiitiske bjergarter. FeO total divideres med MgO og afsættes mod SiO<sub>2</sub>. Det ses, at hele Santorini suiten ligger omkring Miyashiros skillelinie, og har en marginalt større hældningskoefficient end denne. Efter Miyashiro (1974).

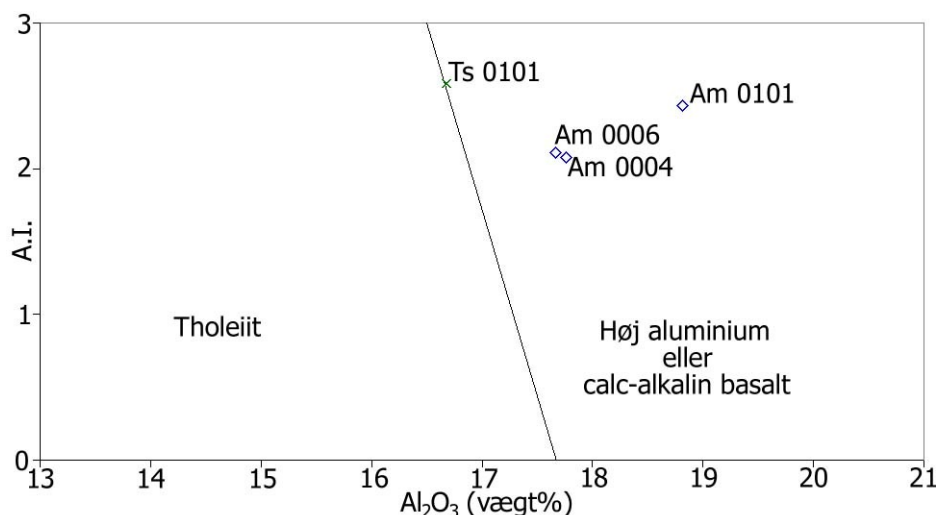
For at klargøre om bjergarterne tilhører den tholeiitiske eller calc-alkaline serie plottes de yderligere i AFM-diagrammet (fig. 9.4). Her ses, at TS prøver holder sig tæt under Irvine & Baragars (1971) opdelingslinie i det calc-alkaline felt. Calc-alkaline bjergarter kan gennemgå en meget let jernberigelse inden de aftager, men TS prøverne gennemgår en jernberigelse, der er kraftigere end ventet inden de aftager. Jernberigelsen er dog ikke noget i stil med den kraftige, tholeiitiske jernberigelse. Santorini prøver viser også denne blandede tendens, dette vil blive diskuteret i kap. 11.

**Figur 9.4**

AFM-diagrammer. Det calc-alkaline felt er under linien og det tholeiitiske er over. TS lavaerne følger en jernberigelse, som ikke er typisk for calc-alkaline bjergarter. Det lille diagram til venstre er TS alene og i det store til højre ses prøver fra Santorini. A er Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O; F er FeO total; M er MgO. Skillelinie fra Irvine & Baragar (1971).

For at opnå en bedre ide om Thirassia-Skaros kompleksets alkalinitet plottes basaltiske prøver også i Alkali Indekset (A.I.) efter Middlemost (1975) (fig. 9.5). A.I. er  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / ((\text{SiO}_2 - 43) * 0.17)$  og afsættes mod  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Således udnyttes, at  $\text{Al}_2\text{O}_3$  indholdet er højere i calc-alkaline bjergarter end i tholeiiter. Her plotter tre af de fire prøver i det calc-alkaline felt, mens en enkelt plotter på opdelingslinien.



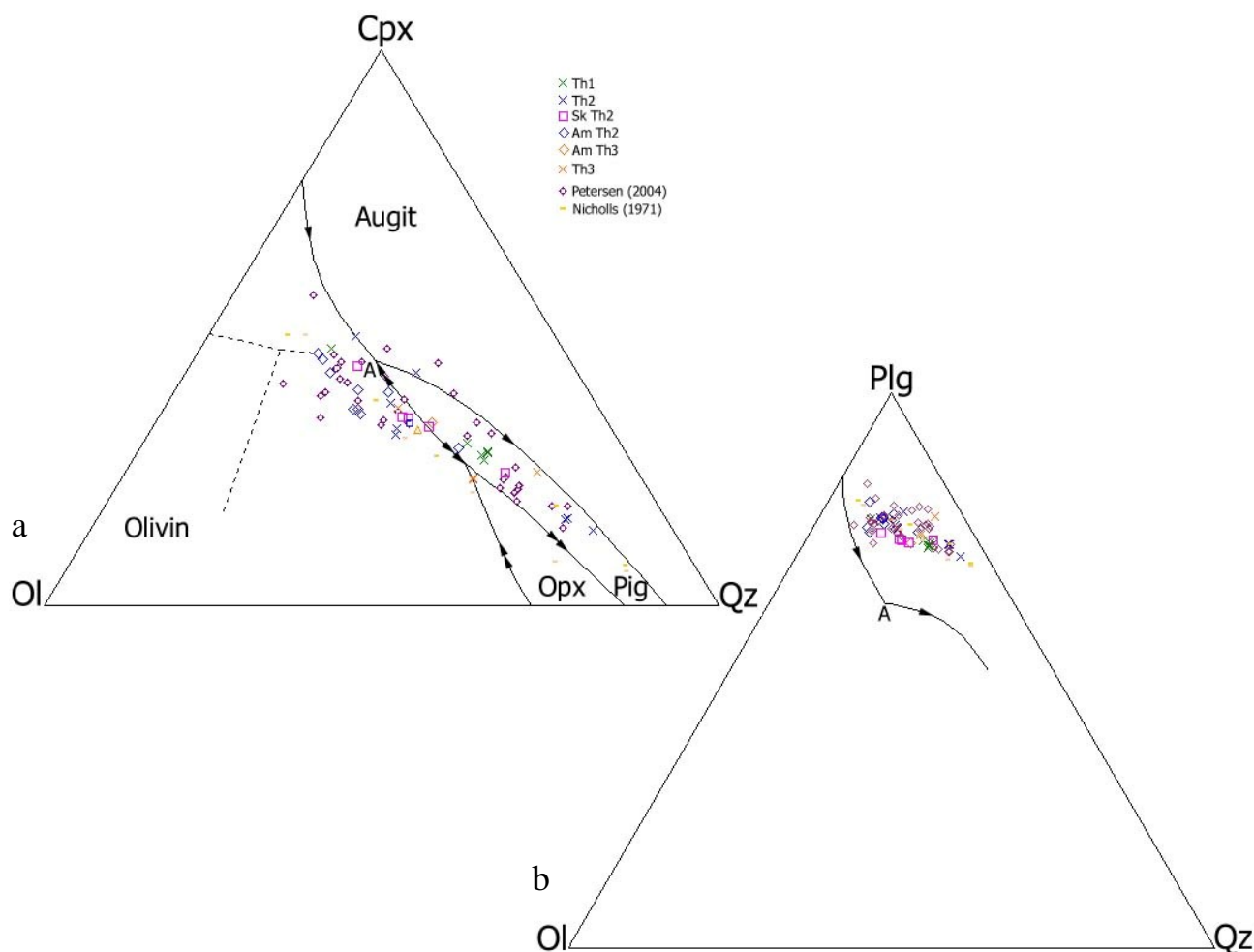
**Figur 9.5**

Alkali Index (A.I.) mod  $\text{Al}_2\text{O}_3$  i vægtprocent. Dette klassifikationsdiagram viser opdelingen mellem tholeiiter og calc-alkaline basalter, og det ses, at de fire basalter alle er calc-alkaline. Symboler som i fig. 9.1. Efter Middlemost (1975).

Som det ses af de foregående klassifikationsdiagrammer, lader Santorinis lavaer sig ikke entydigt bestemme. For med større sikkerhed at bestemme hvilken bjergartsserie lavaerne tilhører, afsættes prøverne i de to pseudoternære projektioner Ol-Cpx-Qz (fig. 9.6a) og Ol-Plg-Qz (fig. 9.6b) fra det pseudokvartære system Ol-Cpx-Qz-Plg. De pseudoternære fasesystemer har oprindeligt ti komponenter, som reduceres til få nok komponenter så data kan plottes. I denne reduktion går nogle informationer tabt, men diagrammerne er stadig meget brugbare til at diskriminere mellem tholeiitiske og calc-alkaline udviklingstrends. Egne data er opgivet i app. E-I.

Det ses, at TS lavaerne viser calc-alkalin affinitet i de to diagrammer, idet de ikke plotter nær reaktionspunktet (A) men i stedet udviser højtryks faserelationer (>1 atm). Det samme ses af prøverne fra Petersen (2004) og Nicholls (1971). For yderligere diskussion af diagrammerne se kapitel 11.

De to forskellige serier vil ikke blot resultere i forskellig krystallisation af mineralmængderne men også i forskellig densitet af magmaet. Gill (1981) viser, at densiteten i tholeiitiske serier stiger under fraktioneret krystallisation pga. jernberigelsen, mens densiteten i den calc-alkaline serie falder, da der bruges jern og der samtidigt er vand til stede.



**Figur 9.6** Øverst **a** der viser det pseudoternære fasesystem Ol-Cpx-Qz, og nederst **b** der viser det pseudoternære fasesystem Ol-Plg-Qz. Figur **a** er plagioklas mættet, og viser de ikke-vandige faserelationer ved 1 atm (fuldt optrukket) og 10 kbar (stiplet), figur **b** er clinopyroxen mættet og viser de ikke-vandige faserelationer ved 1 atm. Bjergarternes vægt% i oxider er konverteret til mol% inden de beregnes og kan afsættes (app. E-I og E-II). Petersen (2004) og Nicholls (1971) er plottet som sammenligning og alle følger samme overordnede udvikling. Ol-olivin, Cpx-clinopyroxen, Qz-kvarts, Plg-plagioklas, Opx-orthopyroxen og Plg-pigeonit. *Linier samt diagrammer fra Grove & Baker (1984).*

### 9.1.3 Harker diagrammer

Hovedgrundstofferne er ikke regnet om til 100 %, da den dårligste sum er 98.94 vægt%, og dette kan tages som et udtryk for analysernes nøjagtighed. Prøver der er comagmatiske, udviser trends i Harker diagrammerne, i form af en linie mellem den mindst udviklede og den mest udviklede prøve (fig. 9.7). Eventuel spredning i diagrammerne kan komme som følge af, at der i disse bjergarter er mange fenokryster. Korrelationen R kan opgives, men da denne kun fortæller hvor tæt punkterne ligger på en *ret* linie er den undladt. Linierne er typisk buede, som hyperbeler eller knækker afhængig af om et bestemt mineral kommer på liquidus, om dette er på liquidus hele tiden, om et nyt mineral kommer på liquidus eller om krystallisation ophører. De inkompatible grundstoffer

koncentreres i smelten, og koncentrationen af dem stiger, som magmaet udvikler sig og giver således en positiv korrelation med  $\text{SiO}_2$ .

Hoved- og sporgrundstoffer fra TS er plottet og sammenlignet med data fra Petersen (2004). I de foregående diagrammer sås det, at TS og data fra Petersen (2004) følger udviklingen på Santorini tæt, derfor anvendes Petersen (2004) efterfølgende som repræsentant for Santorini.

Variation i  $\text{SiO}_2$  for bjergartsserierne vil blive diskuteret i kap. 11.

$\text{TiO}_2$  indholdet varierer mellem 0.711 og 1.33 vægt% (fig. 9.7). Der er en del spredning af prøverne i diagrammet, men der kan erkendes mindst to trends. Den tydeligste første trend er, at  $\text{TiO}_2$  indholdet stiger fra 52 vægt%  $\text{SiO}_2$  til omkring 59-60 vægt%, for derefter at aftage til 67 vægt%, defineret af Th1, Am Th2 og nogle af Th2 lavaerne. Den anden trend starter også i 52 vægt%  $\text{SiO}_2$ , men fortsætter med negativ korrelation over diagrammet til 67 vægt%  $\text{SiO}_2$ , defineret under toppen af Thirassias Th1 lavaer. Trend 2 er defineret af nogle af Th2 og Th3 s lavaer.

$\text{Al}_2\text{O}_3$  indholdet varierer mellem 19.13 og 15.12 vægt%.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  viser en negativ korrelation med  $\text{SiO}_2$ .

$\text{FeO}^*$  (total) består af  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  og  $\text{FeO}$ . Indholdet varierer mellem 8.93 og 4.50 vægt%. Der ses to trends. Trend 1 stiger til 57 vægt%  $\text{SiO}_2$  for at falde igen, og trend 2 har en negativ korrelation over hele diagrammet. Igen defineres trend 2 af nogle Th2 og Th3 lavaer. Tendenserne minder om dem der blev observeret i  $\text{TiO}_2$  diagrammet.

$\text{MnO}$  indholdet varierer mellem 0.174 og 0.122 vægt%. Der ses en svag negativ korrelation, som muligvis først opstår ved 60 vægt%  $\text{SiO}_2$ .

$\text{MgO}$  indholdet varierer mellem 6.97 og 1.07 vægt%, og der ses en tydelig negativ korrelation. Faldet er tydeligt fra 52-59 vægt%  $\text{SiO}_2$ , for derefter at flade lidt ud.

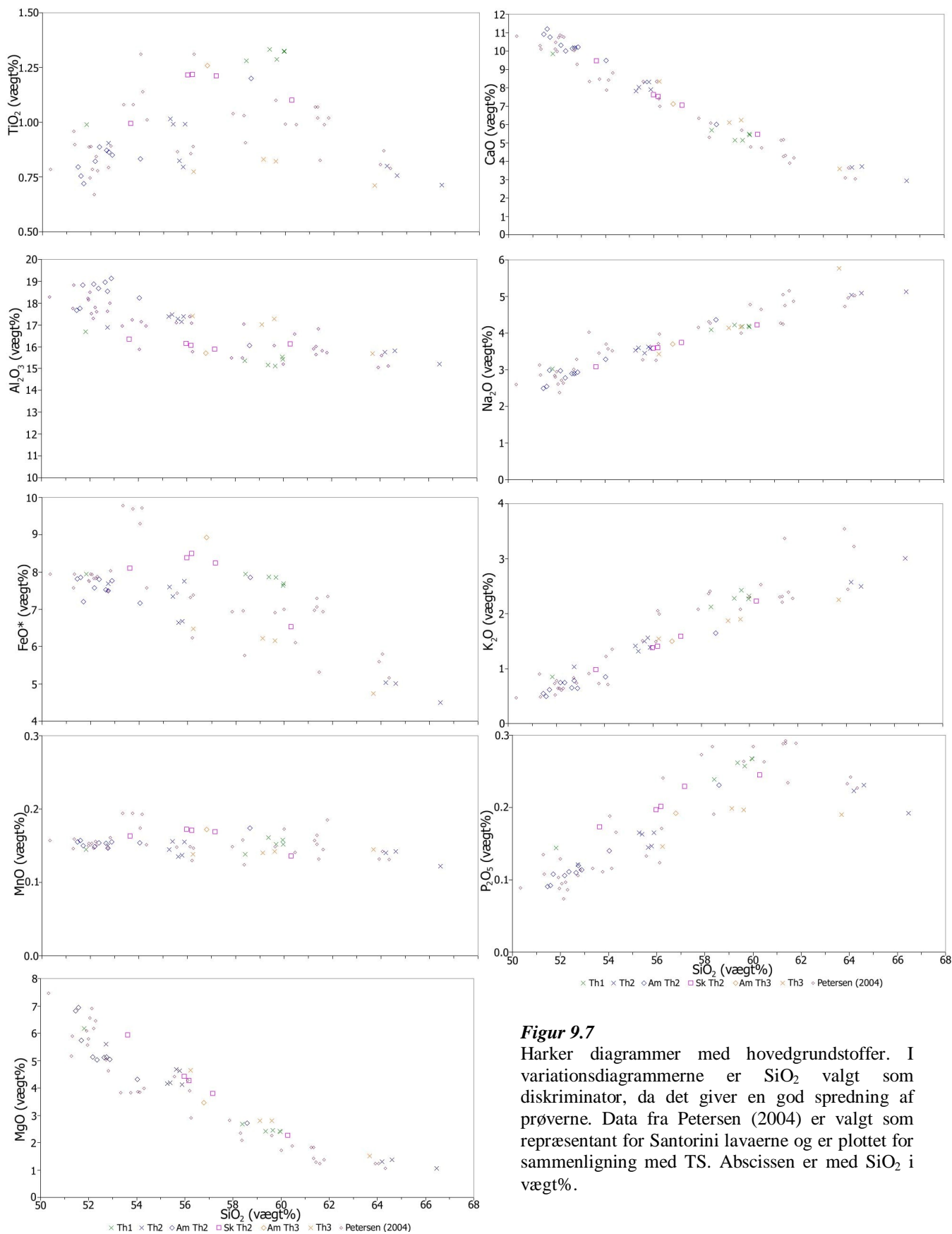
$\text{CaO}$  indholdet varierer mellem 11.21 og 2.93 vægt%, og der er en tydelig negativ korrelation. Igen er der forskellige fald på linien fra 52-61 og 61-67 vægt%  $\text{SiO}_2$ ; linien er mere stejl til at begynde med end den slutter af.

$\text{Na}_2\text{O}$  indholdet varierer mellem 2.49 og 5.76 vægt%. Der er en tydelig positiv korrelation, der har form som en hyperbel.

$\text{K}_2\text{O}$  indholdet varierer mellem 0.490 og 3.01 vægt%. Der er en tydelig positiv korrelation, hvor de mest udviklede ligger i underkanten af udviklingslinien.

$\text{P}_2\text{O}_5$  indholdet varierer mellem 0.091 og 0.268 vægt%. Der ses to trends: I trend 1 stiger indholdet af  $\text{P}_2\text{O}_5$  til 60 vægt%  $\text{SiO}_2$  for siden at falde, og i trend 2 stiger  $\text{P}_2\text{O}_5$  til omkring 57 vægt%  $\text{SiO}_2$  for derefter at falde ganske svagt til 67 vægt%  $\text{SiO}_2$ . Trend 2 er defineret af Th3 lavaer.





**Figur 9.7**  
 Harker diagrammer med hovedgrundstoffer. I variationsdiagrammerne er  $\text{SiO}_2$  valgt som diskriminator, da det giver en god spredning af prøverne. Data fra Petersen (2004) er valgt som repræsentant for Santorini lavaerne og er plottet for sammenligning med TS. Abscissen er med  $\text{SiO}_2$  i vægt%.

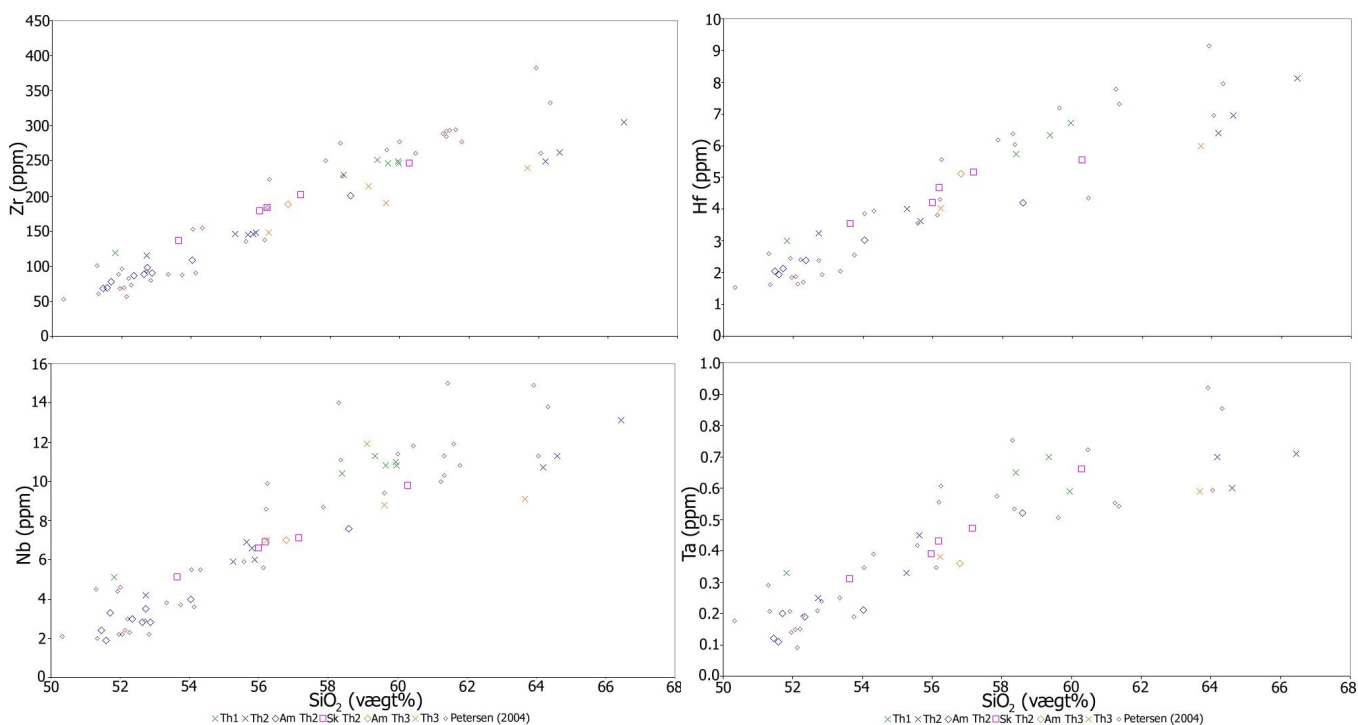
## 9.2 Sporgrundstoffer

Sporgrundstoffer er interessante af flere grunde, bl.a. vinder nogle af dem pladser i mineralerne fra hovedgrundstofferne, det som Goldschmidt kalder substitution - men det skulle vise sig ikke at være helt rigtigt, fordi kun i tilfælde af at sporgrundstofferne passer ind i krystalstrukturen og har en bedre fordelingskoefficient vil de vinde pladsen. Sporgrundstoffer kan udskilles ganske stærkt i et mineral som fx Ni i olivin og Sr i plagioklas. Fordelingskoefficienten  $K_D$  er et udtryk for om grundstofferne er kompatible eller inkompatible, fx kan  $\text{Eu}^{2+}$  optræde kompatibelt i plagioklas.  $K_D$  ændrer sig med temperatur, tryk, smeltesammensætning og oxygenfugasitet (se kap. 10). Sporgrundstofferne kan deles op i HFS (*fig. 9.8*), REE (*fig. 9.9 & 9.10*), LIL (*fig. 9.11*) og overgangsmetaller (*fig. 9.12*).

### 9.2.1 Harker diagrammer

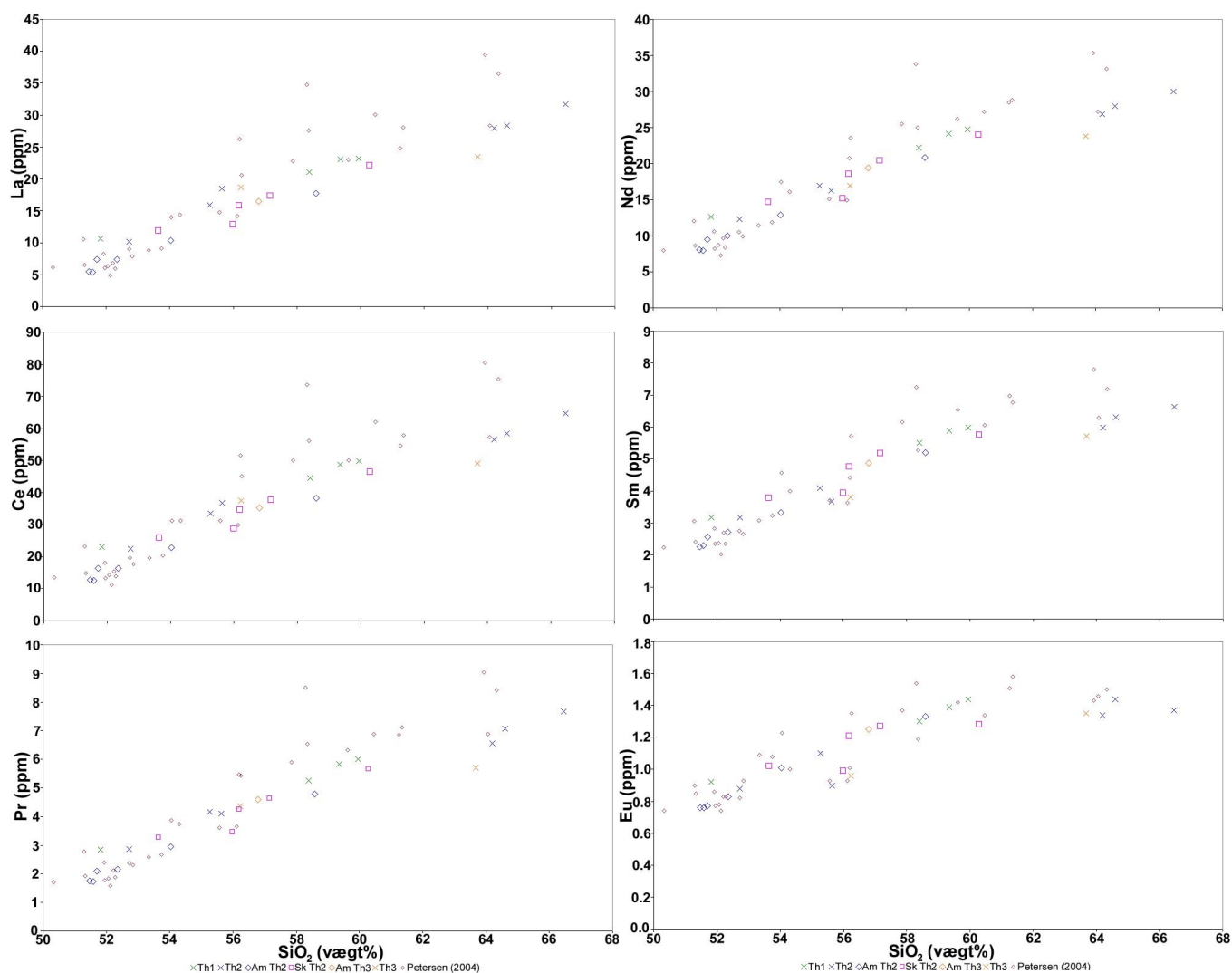
Sporgrundstoffer kan plottes i variationsdiagrammer ligesom hovedgrundstoffer, dog er sporgrundstofferne mere følsomme og giver større variation med magmatisk udvikling.

HFS-grundstofferne er Ti, Y, Zr, Nb, Hf og Ta, som alle har høj ladning ( $4^+$  og  $5^+$ ) og lille ionradius (*fig. 9.8*). Ti plottes dog sammen med hovedgrundstofferne og Y plottes sammen med HREE. I subduktionsrelaterede magmaer er disse grundstoffer ofte forarmede i forhold til grundstoffer af tilsvarende inkompatibilitet, hvilket giver sig til udslag i negative anomalier eller trug i spiderdiagrammer. Det ses, at alle har en positiv korrelation med  $\text{SiO}_2$ .

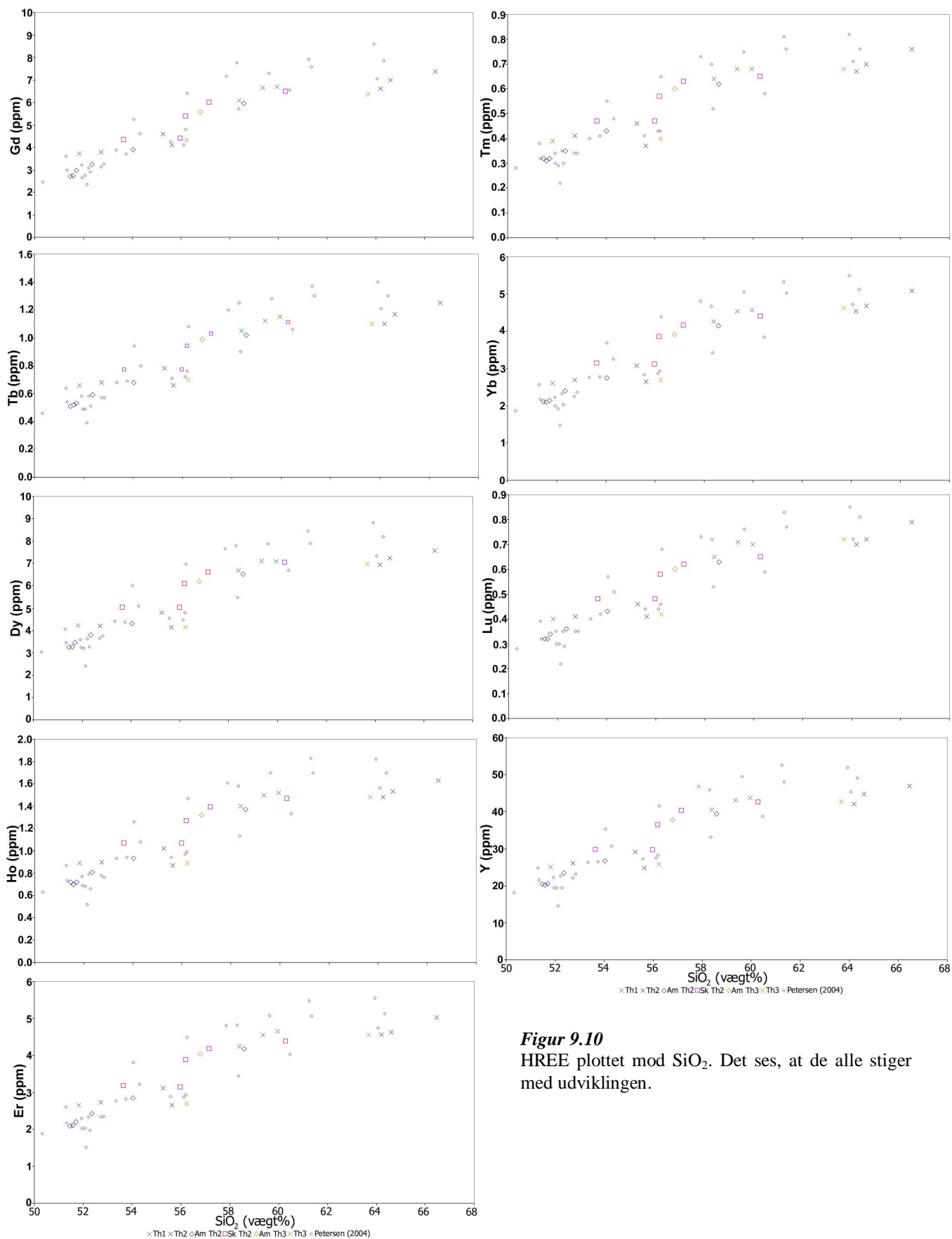


**Figur 9.8** HFS plottet mod  $\text{SiO}_2$ . Det ses, at de alle stiger med udviklingen. TS og Petersen (2004) er plottet.

REE, de sjældne jordarters metaller også kaldet lanthaniderne, er nummer 57-71 i det periodiske system. Ofte medtages også yttrium, der opfører sig som holmium. Promethium (nr. 61) forekommer ikke naturligt. De fleste af lanthaniderne findes kun med en valens på  $3^+$ , mens fx Europium optræder både med valens  $2^+$  under reducerende forhold og  $3^+$  under oxiderende forhold, og Cerium findes med  $3^+$  og  $4^+$ . Da  $\text{Eu}^{2+}$  indsættes let i plagioklas, vil der opstå en Eu-anomali i forhold til andre REE, hvis plagioklas har medvirket i de processer, som smelten har gennemgået. REE-ernes ionradier er forholdsvis ens, men dog faldende op gennem rækken. De lette (LREE, nr. 57-63) (*fig. 9.9*) indbygges lettest i apatit, mens de tunge (HREE, nr. 64-71 og Y) (*fig. 9.10*) lettere indbygges i granat- og pyroxenminerale. Af diagrammerne fremgår det at både LREE og HREE koncentrationer stiger med udviklingen, dog flader Eu ud ved ca. 62 vægt%  $\text{SiO}_2$ .

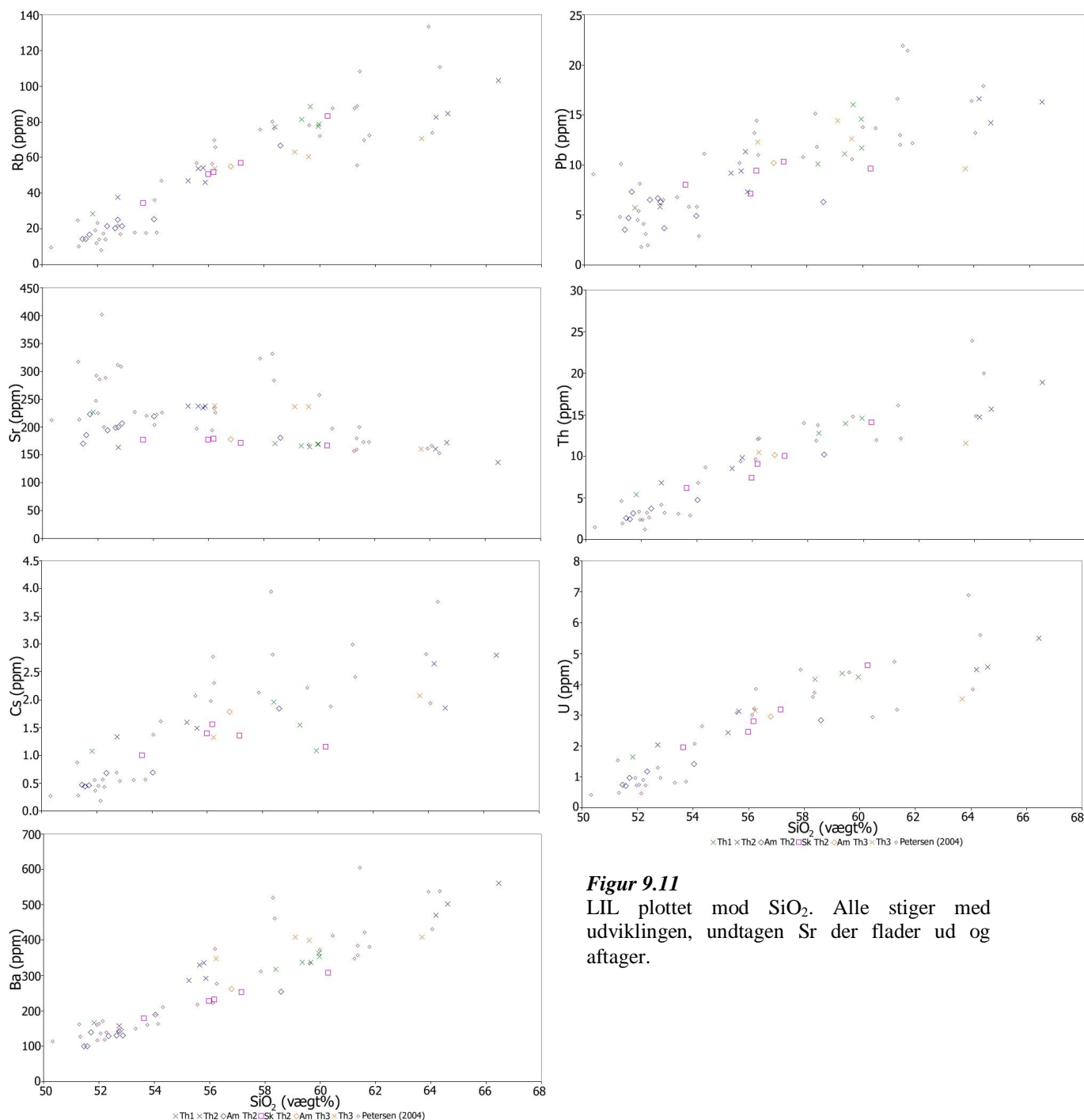


**Figur 9.9** LREE plottet mod  $\text{SiO}_2$ . Det ses, at de alle stiger med udviklingen, dog flader Eu ud fra 62 vægt%  $\text{SiO}_2$ .



**Figur 9.10**  
HREE plottet mod SiO<sub>2</sub>. Det ses, at de alle stiger med udviklingen.

LIL-grundstofferne er K, Rb, Sr, Cs, Ba, Pb, Th og U, som har stor ionradius i forhold til deres ladning. De er alle inkompatible under opsmeltning, næsten alle under krystallisation (med undtagelse af Sr), og de er mobile i fluider. Af LIL plottes alle undtagen K, der grupperes sammen med hovedgrundstofferne (*fig. 9.11*). Alle stiger, undtagen Sr der aftager.

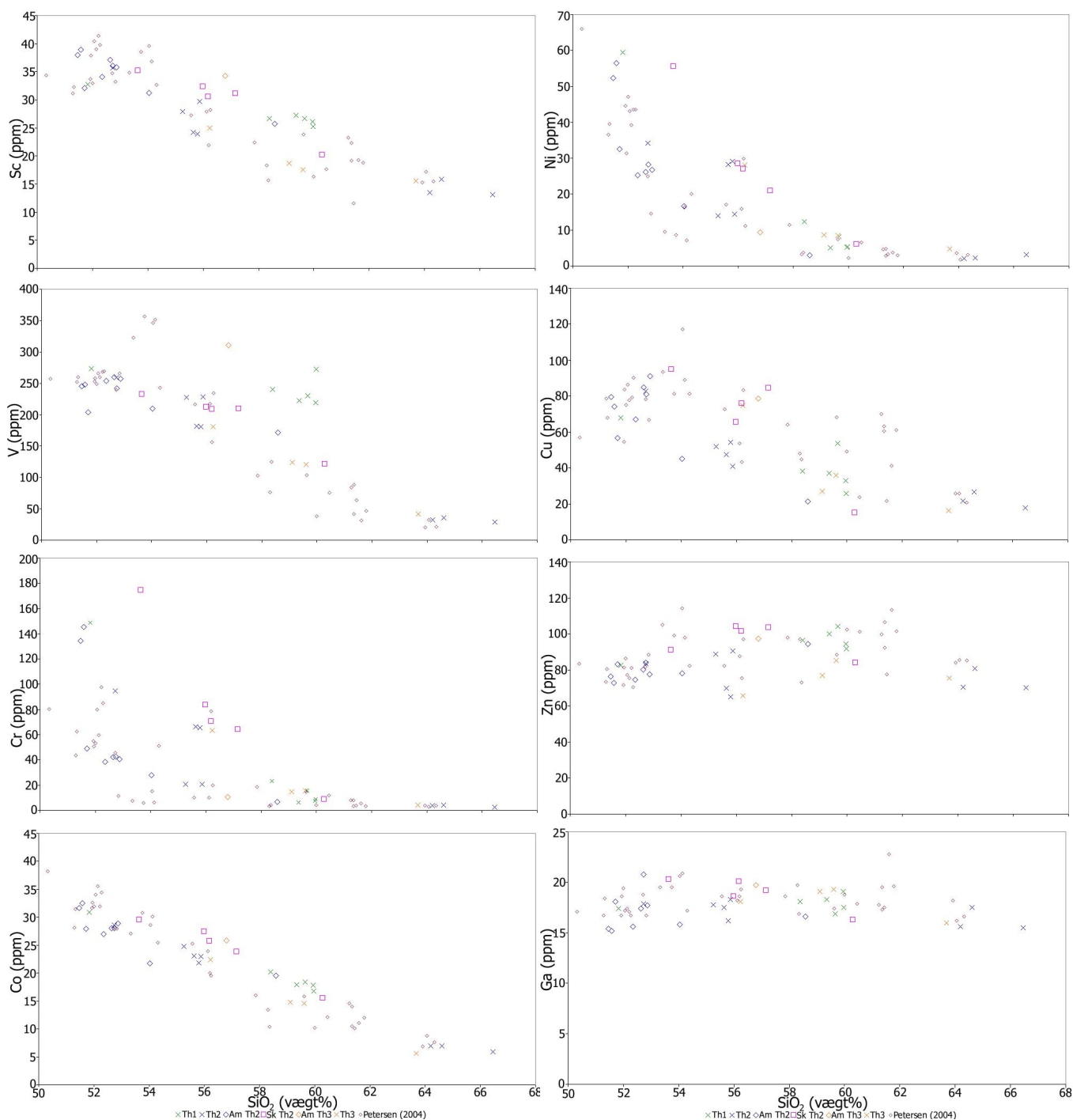


**Figur 9.11**

LIL plottet mod  $\text{SiO}_2$ . Alle stiger med udviklingen, undtagen Sr der flader ud og aftager.



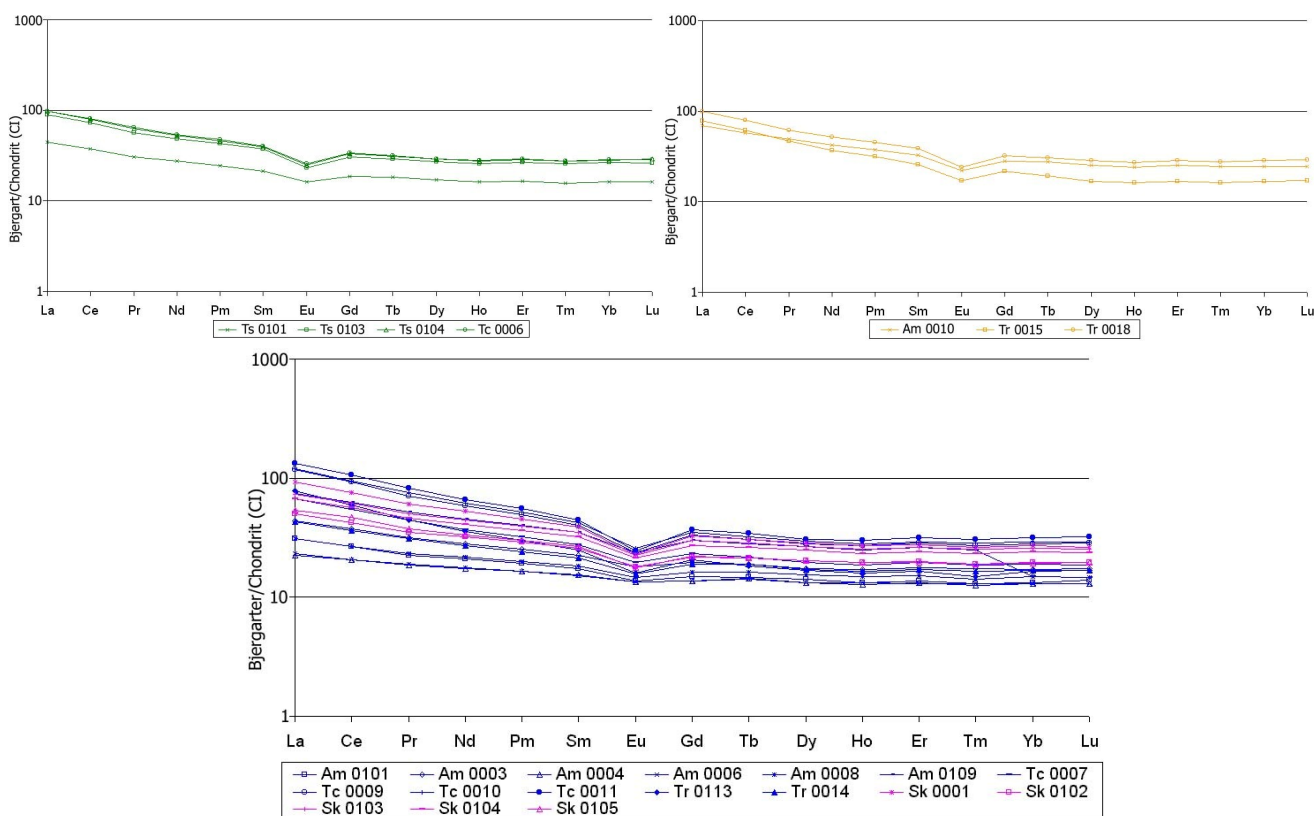
Overgangsmetallerne er Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn og Ga (fig. 9.12). Fe, Mn og Ti plotter dog sammen med hovedgrundstofferne. Det ses, at de fleste har en negativ korrelation med  $\text{SiO}_2$ .



**Figur 9.12** Overgangsmetallerne plottet mod  $\text{SiO}_2$ . De fleste viser negativ korrelation, mens Ga er flad og Zn der både er flad og stiger lidt til 60  $\text{SiO}_2$  vægt% og falder igen, ligesom det blev observeret for trendsne i  $\text{TiO}_2$  og  $\text{FeO}^*$ .

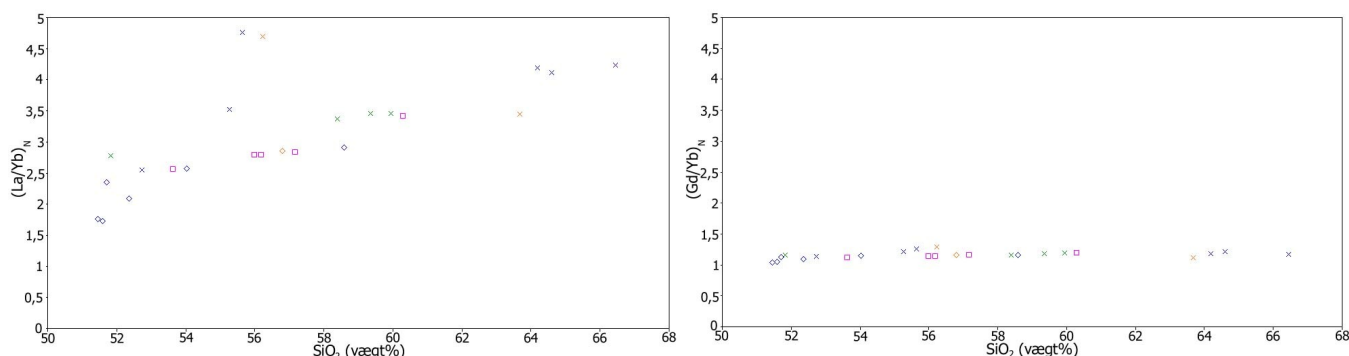
## 9.2.2 REE diagrammer

REE diagrammerne er konstrueret ved at afsætte koncentrationen af grundstofferne på ordinaten plottet mod stigende atomnummer på abscissen. For at eliminere Oddo-Harkins effekten normaliseres koncentrationen med en standard af chondrit, der i dette tilfælde er gennemsnittet af CI (Ivuna type) (fig. 9.13). Chondriternes sammensætning skulle repræsentere kappens, og kurverne siger derfor noget om den givne bjergarts indhold i forhold til kappens. Inkompatibiliteten falder mod højre i diagrammet. Kun TS data er plottet, da det er påvist, at den stemmer fint overens med Santorini.



**Figur 9.13** Chondrit normaliserede REE diagrammer. I diagrammet øverst til venstre er serie Th1, øverst til højre er Th3 og nederst er Th2/S2. Alle bjergarterne udviser samme overordnede udvikling, og det ses, at fra basalt (der er nederst i diagrammerne) til dacit (der er øverst i diagrammerne) sker der en berigelse af REE (se også fig. 9.14), og samtidigt udvikles en europium anomali, der er tydeligst i de mest udviklede prøver. Pm er vist i diagrammet selv om den ikke eksisterer naturligt, der er interpoleret mellem Nd og Sm for at give en bedre kurve. Normaliseringsværdier er gennemsnit CI fra McDonough & Sun (1995).

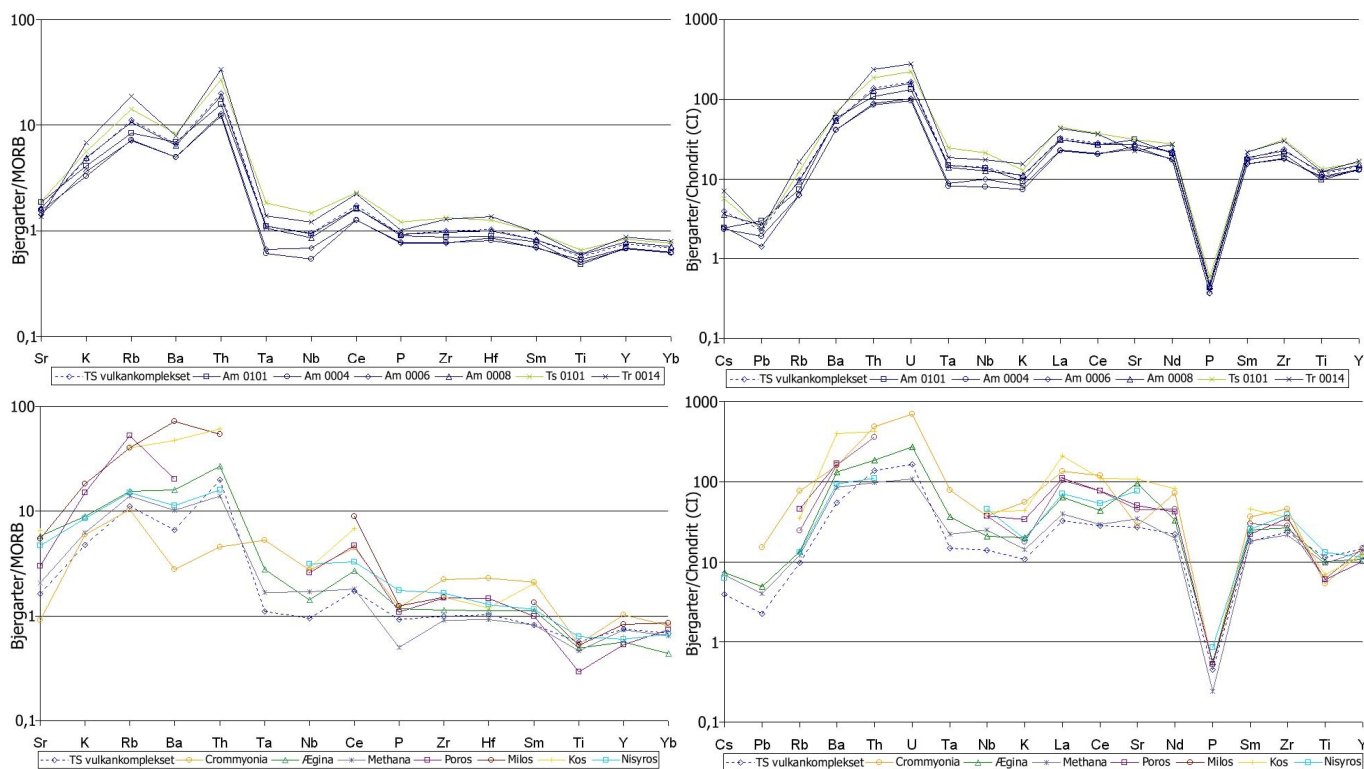
Europium anomalien ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ) der ses i diagrammerne (fig. 9.13) går fra 0.9 i de mindst udviklede til 0.6 for de mest udviklede.  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  beregnes i følge Taylor & McLennan (1985; 1995) som  $\text{Eu}_N/(\text{kvadratrod}(\text{Sm}_N \cdot \text{Gd}_N))$ . Den generelle berigelse i REE fra basalt til dacit i  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  går fra 1.7 til 4.8; der sker altså en berigelse af alle REE, men mest af de lette, mens de tunges berigelse sker i mindre grad. Ved at plote  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  og  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$  mod  $\text{SiO}_2$  ses dette grafisk (fig. 9.14).



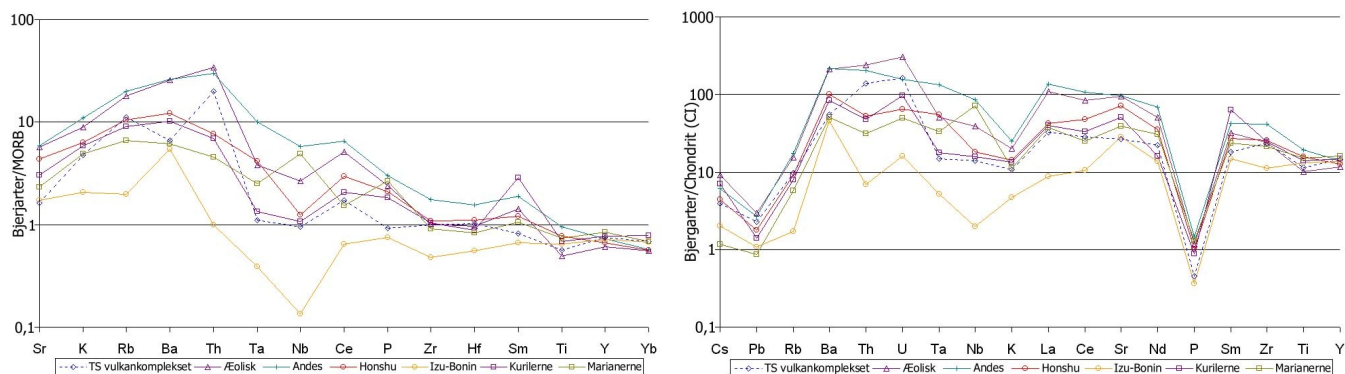
**Figur 9.14** Til venstre  $(La/Yb)_N$  og til højre  $(Gd/Yb)_N$  begge mod  $SiO_2$ . Begge diagrammer har samme skala på ordinaten. Det ses i  $(La/Yb)_N$ , at La indholdet stiger med udviklingen; den mere end fordobles. I  $(Gd/Yb)_N$  diagrammet ses en meget svag stigning på en tiendedel. De lette beriges mere end de mellem og de tunge sjældne jordarter.

### 9.2.3 Spiderdiagrammer (Multigrundstofs diagrammer)

Et spiderdiagram er et REE-diagram med lidt andre grundstoffer. Rollinson (1993) anbefaler, at der anvendes to multigrundstofs diagrammer; ét repræsenterende en kappekilde, fx en chondrit, og ét repræsenterende den mest almindelige bjergart på jorden, MORB (fig. 9.15). Grunden til ikke at bruge primitiv kappe til at normalisere med er, at denne værdi er estimeret og ikke direkte målt som chondritværdien. Chondritdiagrammet er udad abscissen opstillet efter stigende kompabilitet. MORB diagrammet er anderledes opstillet, og kompabiliteten falder fra Sr til Ba, mens kompabiliteten stiger fra Th til Yb. Til diagrammerne er der så vidt muligt kun brugt basalter.



Fortsættes ...



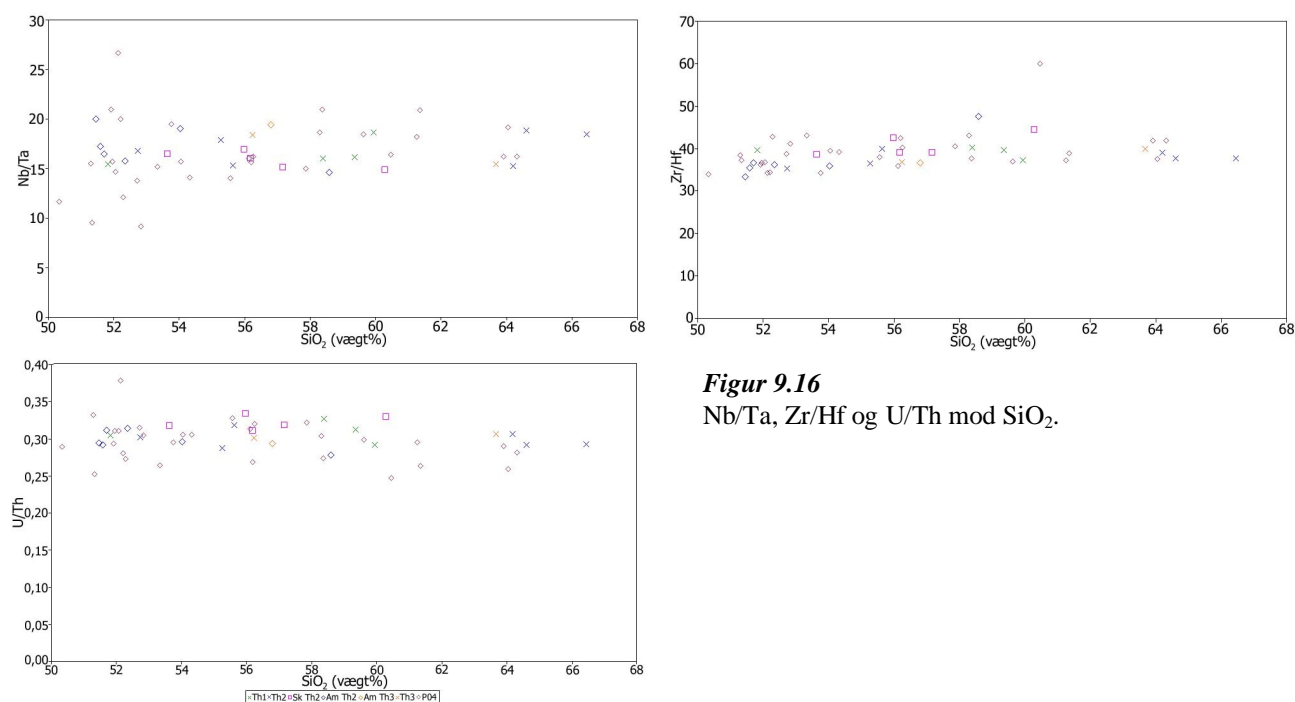
**Figur 9.15** Multigrundstofs diagrammer. I venstre kolonne er der normaliseret med MORB, og i højre kolonne er der normaliseret med chondrit (gennemsnit CI). I øverste række er der vist de seks basalter fra TS vulkankomplekset og deres gennemsnit. I mellemste række er TS vulkankompleks gennemsnittet plottet mod de andre øer i den ægæiske øbue. Data fra Crommyonia, Ægina, Methana, Poros og Nisyros er fra Pe-Piper & Piper (2002), mens Milos er fra Barton et al. (1983) og Kos er fra Hansen (1997). I nederste række er TS vulkankompleks gennemsnittet vist mod andre kontinental marginer, og ocean øbuer. Data til Æolisk er et gennemsnit på 5 basalter fra Peccerillo & Wu (1992), Francalanci et al. (1993), Rosi et al. (2000) og Bertagnini et al. (2003). Andes er et gennemsnit på 14 basalter fra Davidson et al. (1990), Stern et al. (1990), de Silva et al. (1993), Wittenbrink (1997), Kraemer (1999) og Kraemer et al. (1999). Honshu er et gennemsnit på 5 basalter fra Gust et al. (1997), Ujike & Stix (2000) og Churikova et al. (2001). Izu-Bonin er et gennemsnit af 17 basalter fra Taylor & Nesbitt (1998). Kurilerne er et gennemsnit på 25 basalter fra Bailey et al. (1987), Ikeda (1998) og Takagi et al. (1999). Marianerne er et gennemsnit på 51 basalter fra Dietrich et al. (1978), Bougault et al. (1982), Hole et al. (1984), Crawford et al. (1986), Woodhead (1989) og Elliott et al. (1997). Normaliseringsværdier for MORB er fra Pearce (1983), og CI fra McDonough & Sun (1995).

For TS vulkankompleks diagrammet ses i det MORB normaliserede diagram, at basalter fra Ammoudi og Thirassia adskiller sig fra hinanden, ved at Thirassia ligger højere over hele diagrammet, men at de ellers følger samme mønster. I det chondrit normaliserede diagram ses der samme tendens, nemlig at Thirassia ligger højest, og at de seks prøver har samme mønster. I diagrammet med de andre øer i den ægæiske øbue udviser de fleste det samme mønster som TS vulkankomplekset, men TS er den mindst berigede af alle øerne, dog skiller Milos, Kos og Poros sig lidt ud. Dette ses mest tydeligt i MORB diagrammet. I diagrammet med forskellige tektoniske miljøer ses det, at TS vulkankompleksets mønster plottes i bunden af de andres. Det ses tydeligt, at der er sket en berigelse af LIL-grundstofferne i forhold til MORB. TS's placering i diagrammerne vil blive diskuteret i kap. 11.

#### 9.2.4 Geokemiske indikatorer

Nb/Ta, Zr/Hf er geokemiske tvillinger, og de har næsten ens fordelingskoefficienter. Chondritværdierne er  $Nb/Ta = 17.6 \pm 1.0$  og  $Zr/Hf = 34.2 \pm 0.3$  (Weyer et al., 2002). Nb/Ta udviklingen er neutral til svagt faldende med et gennemsnit på 16.9, og Zr/Hf er svagt stigende med udviklingen, og har et gennemsnit på 38.5 (fig. 9.16 a&b). U/Th (fig. 9.16 c) kan vise om der er et bidrag fra slab afledte fluider, da U er mere mobilt end Th. Kontinentalskorpen har en ratio på 0.25 (Rudnick &

Fountain, 1995). U/Th ændrer sig ikke med udviklingen og er gennemsnitlig 0.30. Betydningen af disse observationer diskuteres i kap. 11.



### 9.2.5 Tektoniske diskriminationsdiagrammer

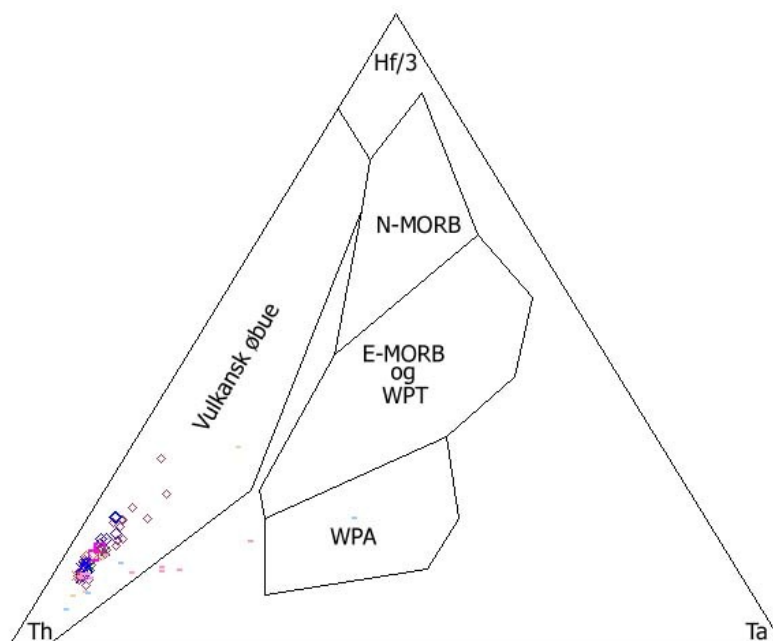
TS prøverne er plottet i forskellige diskriminationsdiagrammer for at bestemme deres tektoniske miljø. Grunden til at efterprøve om TS tilhører en typisk subduktions øbue, er at den plotter transitionelt i andre diagrammer (se tidligere i kapitlet). Ideen i diskriminationsdiagrammerne er, at magmaer produceret i forskellige tektoniske miljøer kan identificeres på baggrund af deres kemi. Diagrammerne er baseret på bjergartens indhold af immobile grundstoffer fx Th, Yb, Hf og Ta, da disse efterfølgende ikke ændres ved erosion eller metamorfose.

Generelt er det nødvendigt at bruge flere forskellige diagrammer sammen for at sikre at der bliver diskrimineret ordentligt mellem de forskellige tektoniske miljøer, da ét eller to diagrammer af forskellige årsager kan vise afvigende resultater. Ideelt er diagrammerne designet til bjergarter der afspejler uforandret smeltesammensætning. Dette er svært at opnå med TS prøverne, da de indeholder fenokryster.

Diagrammer brugt her er Th-Hf/3-Ta fra Wood (1980), La/Yb-Sc/Ni og La/Yb-Th fra Bailey (1981), V-Ti/1000 fra Shervais (1982) og Th/Yb-Ta/Yb og Th-Ta-Yb fra Gorton & Schandl (2000).

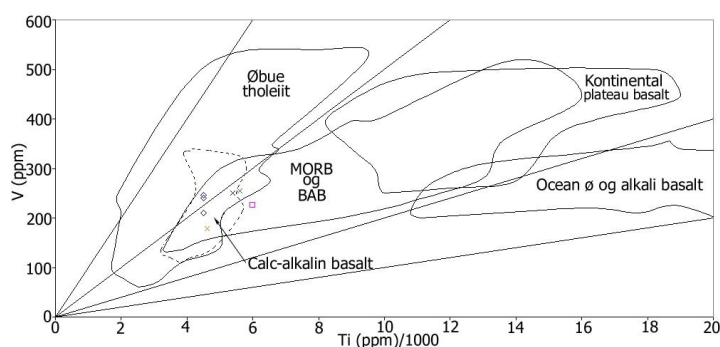


Th-Hf/3-Ta diagrammet fra Wood (1980) benytter sig af tre immobile grundstoffer og er godt til forskellige typer MORB, samt til at identificere vulkanske øbue basalter. I følge Rollinson (1993) kan der også plottes mere udviklede bjergarter end basalt i diagrammet (*fig. 9.17*). Alle TS prøverne plotter i vulkansk øbue feltet, som det forventes.



**Figur 9.17** Tektonisk diskriminationsdiagram. Næsten alle prøver plotter i vulkansk øbue feltet. Signaturer som fig. 9.1. WPA-Within plade alkaline basalt, WPT-within plade tholeiit. *Diagram efter Wood (1980).*

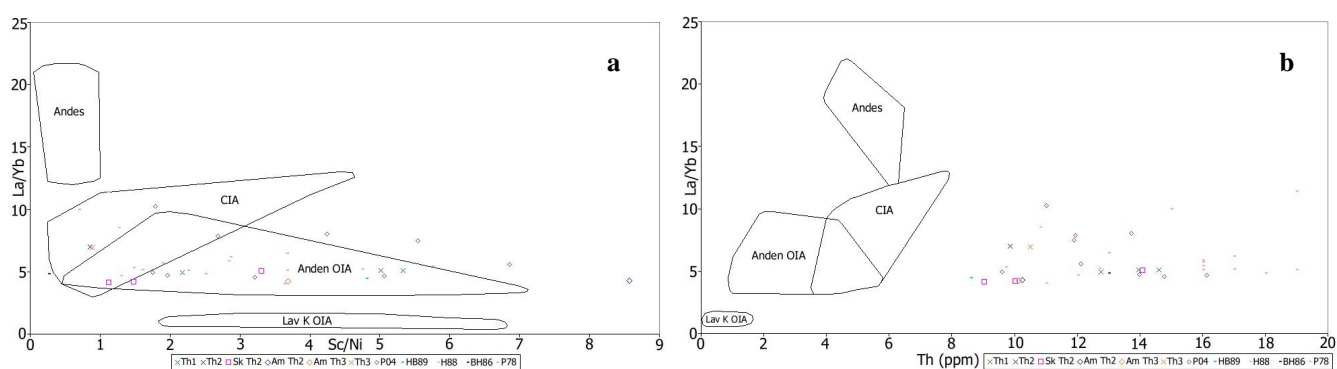
V-Ti/1000 diagrammet (*fig. 9.18*) fra Shervais (1982) er baseret på forskellene i opførsel mellem overgangsmetal grundstofferne V og Ti, som viser oxidation af magmaet og krystalfraktioneringen. Forskellen forekommer fordi vanadium findes i tre oxidationstrin ( $V^{3+}$ ,  $V^{4+}$  og  $V^{5+}$ ) og titanium i kun ét,  $Ti^{4+}$  (Rollinson, 1993). I subduktionszonens mineraler er vanadium mindre kompatibelt end titanium, og smelten beriges så relativt med vanadium. Det ses, at TS prøverne plotter det sted i diagrammet hvor flest tektoniske miljøer overlapper. De tre basaltiske andesitter der er plottet sammen med de fire basalter adskiller sig ikke.



**Figur 9.18** Tektonisk diskriminationsdiagram. Diagrammet er beregnet til basalter, men der er også afsat et par basaltiske andesitter for at få alle de forskellige enheder af TS vulkankomplekset med. BAB-back arc basin basalt. *Diagram efter Shervais (1982).*

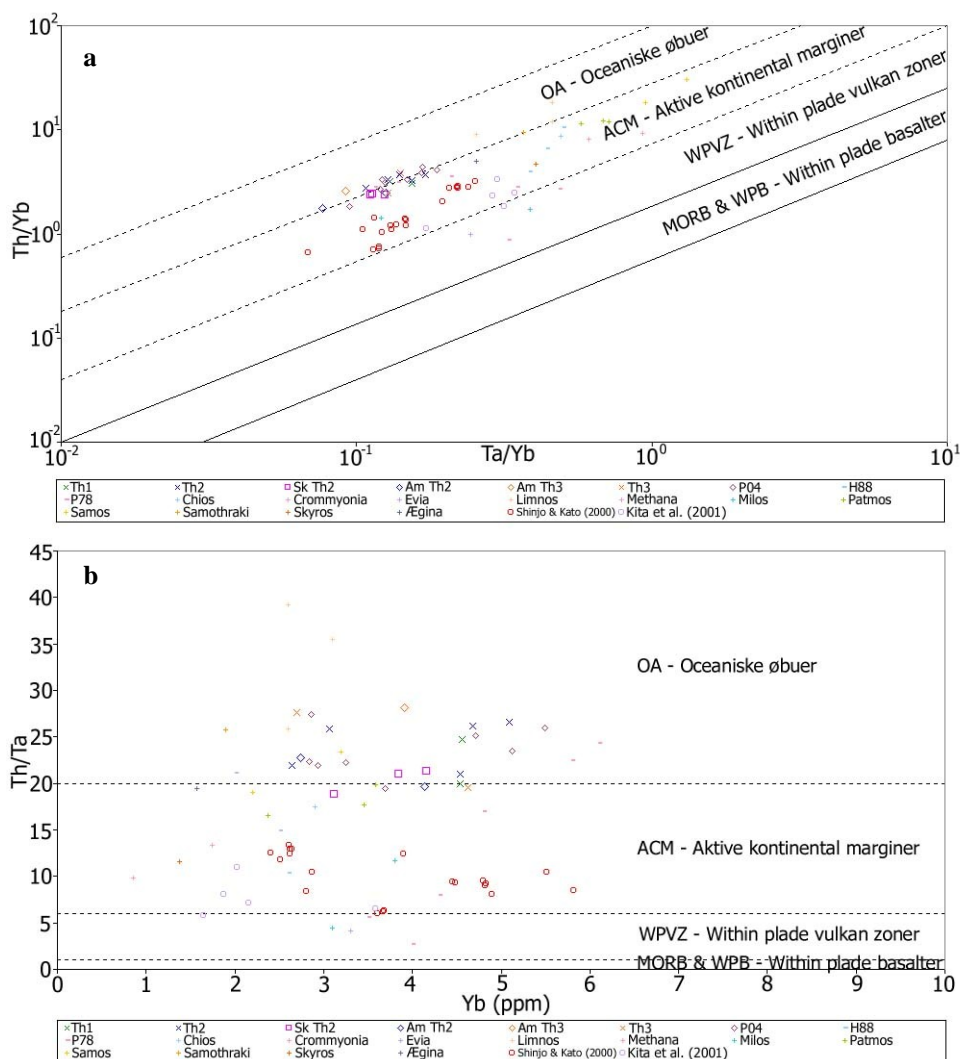
I de foregående to tektoniske diagrammer illustreres det, at kemien ændrer sig ved forskellig grad af partiel opsmeltning og krystalfraktionering. De to næste diagrammer viser kemiske forskelle i kilde regionen.

I La/Yb-Sc/Ni (fig. 9.19a) og La/Yb-Th (fig. 9.19b) diagrammerne fra Bailey (1981) plottes andesitter. Diagrammerne viser tre tektoniske miljøer; 1: Ocean øbuer, der underopdeles i lav K og anden OIA; 2: Kontinentale øbuer og (CIA) tynd kontinental margin; 3: Tyk kontinental margin (Andes). Det ses, at TS og Santorini andesitter plotter i anden OIA i diagram a, mens de i diagram b alle plotter til højre for felterne. Deres højere Th diskuteres i kap 11.



**Figur 9.19** Tektoniske diskriminationsdiagrammer. Til venstre **a** og til højre **b**. Der plottes kun orogene andesitter med SiO<sub>2</sub> mellem 56 og 63 vægt%. CIA-Kontinental øbue andesit og tynd kontinental margin, OIA-Ocean øbue andesit, Anden OIA-Anden ocean øbue andesit, Lav K OIA-Lav K ocean øbue andesit og Andes-Andes samt tyk kontinental margin. Diagrammerne bygger på 111 kilde referencer. *Diagrammer efter Bailey (1981)*.

I Th/Yb-Ta/Yb (fig. 9.20a) og Th-Ta-Yb (fig. 9.20b) diagrammerne fra Gorton & Schandl (2000), bruges Ta, Th og Yb som geokemiske tektoniske diskriminatorer. Ta og Th har sammenlignelig inkompatibilitet mens Yb har lidt lavere inkompatibilitet. I disse diagrammer er der tre meget veldefinerede tektoniske miljøer; (OA) oceaniske øbuer, (ACM) aktive kontinental marginer og (WPVZ) within plade vulkan zoner. I Th/Yb-Ta/Yb ses det, at TS plotter omkring skillelinien mellem OA og ACM, sammen med de andre Santoriniprøver. De andre ægæiske øer plotter for de flestes vedkommende i ACM, mens Samothraki plotter på linien mellem ACM og OA, og Limnos plotter klart i OA feltet. For referencens skyld er der også plottet den vulkanske front mellem Kyushu og Taiwan (Shinjo & Kato, 2000) samt vulkaner på Kyushu (Kita et al., 2001) som alle plotter i ACM feltet. I det andet diagram Th-Ta-Yb ses de samme overordnede tendenser blot tydeligere. De mulige antydninger diskuteres i kap. 11.



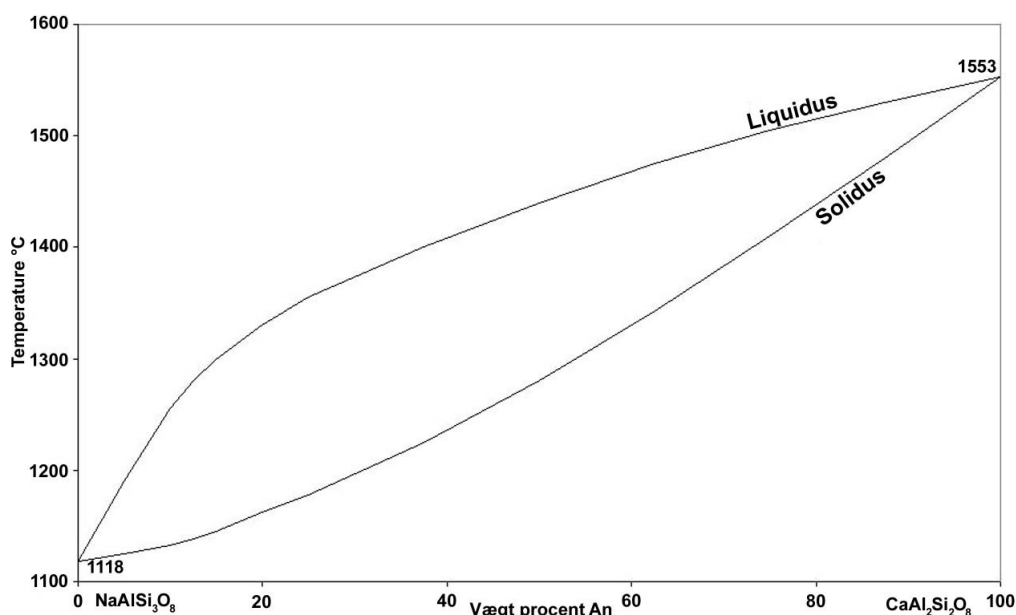
**Figur 9.20** Tektoniske diskriminationsdiagrammer. Øverst **a**, nederst **b**. Der kan afsættes bjergarter med mellem 54 og 77 vægt%  $SiO_2$ . Mellem 54 og <63 skal bjergarten have  $MgO$  vægt% mellem 3.0 og 4.5, mens de fra 63 til 77 skal have  $MgO < 2.0$  vægt%. I diagrammerne er TS vulkankomplekset sammenlignet med andre vulkankomplekser i det ægæiske område og to japanske lokaliteter. Diagrammerne er baseret på 26 forskellige lokaliteter fra hele jorden. WPB og MORB er fra Pearce (1982). Diagram **a** efter Gorton & Schandl (2000), der har videreudviklet på Pearce (1982; 1983). Diagram **b** efter Gorton & Schandl (2000).

## 10. Mineral kemi

Fra udvalgte prøver, blev der på mikrosonden indsamlet data om de forskellige mineraler observeret i kap. 8; plagioklas, clinopyroxen, orthopyroxen, olivin og titanomagnetit. I tilfælde hvor mineraler var zonerede blev zonerne også forsøgt bestemt. De rå data fra mikrosonden blev efterfølgende ZAF korrigeret, og resultaterne blev vurderet, for at se om de var gode nok til at beregne mineralernes sammensætning med. Efter beregning af sammensætning er alle resultaterne endeligt gået efter, for at frasortere mulige fejl. Klassifikationen af bjergarterne er den samme som i kap. 8, og de tre forskellige udbrudscentre med deres serier er i diagrammerne afbildet med de samme signaturer som i *fig. 9.1*.

### 10.1 Plagioklas

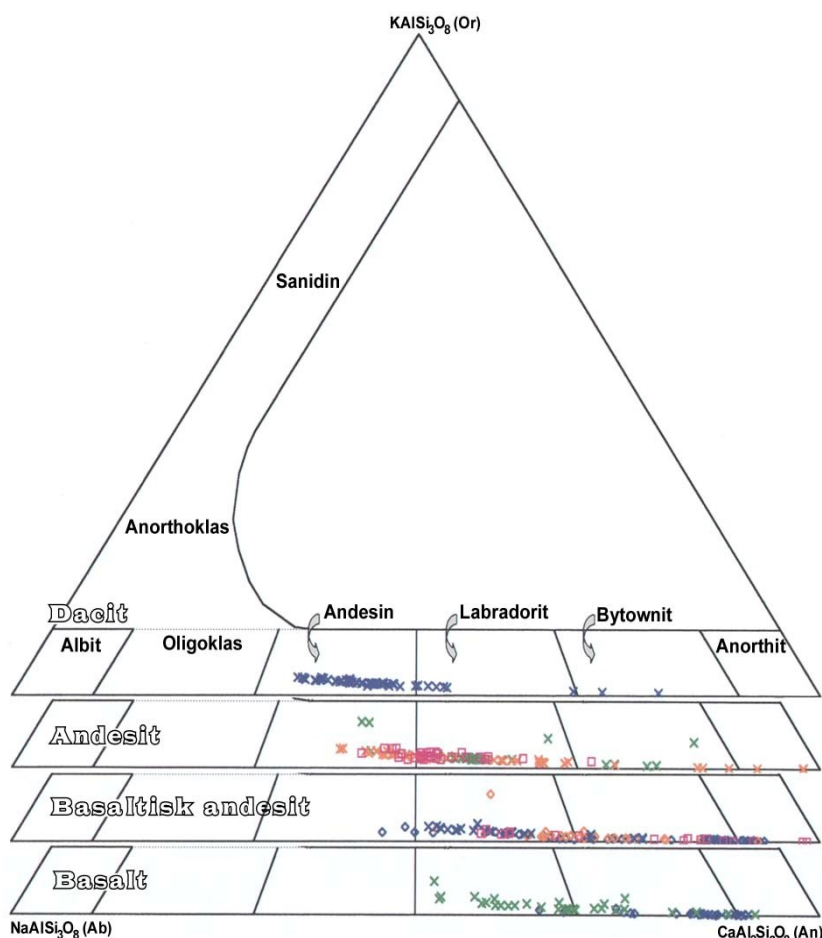
Plagioklas er et tektosilikat fra feldspatgruppen. Det er opbygget af  $\text{SiO}_4$  tetraedre, som er sammenkædet i tre dimensioner. Den generelle formel for plagioklas er udtrykt ved fast fase serien mellem  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  og  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (*fig. 10.1*), hvor Al kæmper om plads i strukturen med Si og Ca med Na. Formlen er  $\text{Na}_{1-x}\text{Ca}_x(\text{Si}_{3-x}\text{Al}_{1+x})\text{O}_8$ , hvor x varierer fra 0 til 1 (Klein & Hurlbut, 1993).



**Figur 10.1**  
Plagioklas-fasediagram ved 1 atm. Den sameksisterende smelte vil være mere Na rig end den tilhørende plagioklaskrystal. *Modificeret efter Hess (1989).*

Ved afbildning i det ternæredigram med  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  (orthoklas) -  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  (albit) -  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (anorthit) (*fig. 10.2*) løftes plagioklaserne fra grundlinien mellem albit og anorthit, jo tættere de når albitenden, da der eksisterer fast fase opløsning mellem  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  og  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  ved høje temperaturer. Her kæmpes der om plads i strukturen mellem K, Ca og Na (Klein & Hurlbut, 1993).

Alle de undersøgte bjergarter indeholdt plagioklasfenokryster i betydelige mængder. Langt de fleste fenokryster er zonerede, overvejende normalt med An-rig kerne og An-fattigere kant. Få er revers zonerede, en typisk følge af magma blanding, men der eksisterer også homogene krystaller. Den kemiske sammensætning af plagioklaserne varierer i området fra anorthit  $Ab_7An_{93}Or_0$  (Am 0003) op til andesin  $Ab_{63}An_{34}Or_3$  (Tc 0011) (app. F-I og *fig. 10.2*), mens én anorthit krystal  $Ab_2An_{98}Or_0$  (Th 0116) i andesitfeltet udtrykker en ekstrem krystal, måske en xenokryst. Som følge af magmatisk udvikling i Thirassia-Skaros magmaet bliver plagioklaserne mere Na og K rige. De tre udbrudscentre følges ad i udviklingen fra anorthit til andesin gennem bjergartssammensætningerne.



**Figur 10.2** Feldspattrekantsplot i molprocent af de tre medlemmer orthoklas (Or), albit (Ab) og anorthit (An). Af diagrammet fremgår det, at plagioklaserne med stigende  $SiO_2$  bliver mere Na og K rige. *Modificeret efter McBirney (1984).*

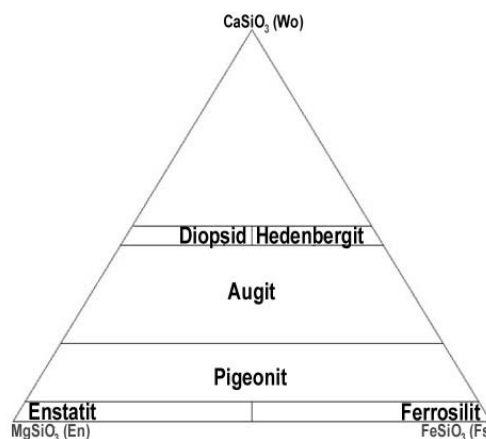
## 10.2 Pyroxen

Pyroxen er et inosilikat med enkeltkæde af  $SiO_4$  tetraedre. Den generelle formel for pyroxen er  $XYZ_2O_6$ , hvor X repræsenterer  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  og  $Mg^{2+}$ , mens Y repræsenterer  $Mn^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Cr^{3+}$  og  $Ti^{4+}$ , og Z er  $Si^{4+}$  og  $Al^{3+}$  (Klein & Hurlbut, 1993). Pyroxen kan deles i flere grupper på baggrund af deres kemi, og afbildes i det ternære system  $CaSiO_3$  (wollastonit),  $MgSiO_3$



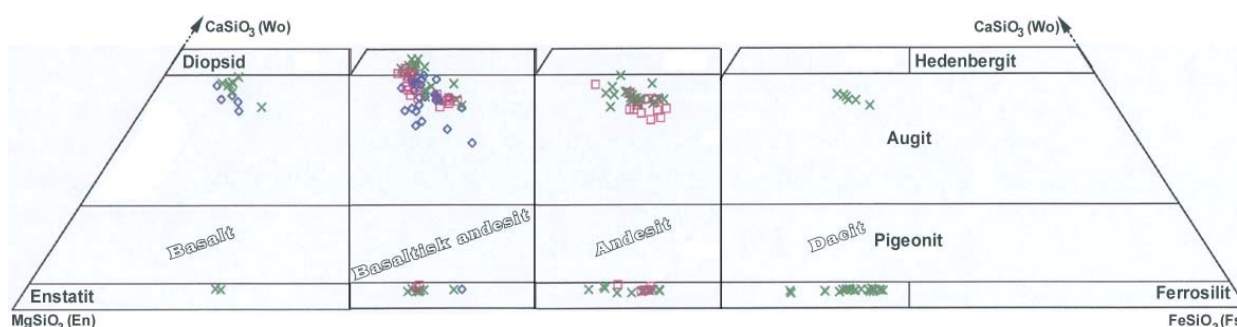
(enstatit) og  $\text{FeSiO}_3$  (ferrosilit) (fig. 10.3). Pyroxener deles normalt i clinopyroxen og orthopyroxen, dette sker på baggrund af indholdet af kationerne Ca, Mg og Fe, udtrykt ved molprocenterne i  $\text{CaSiO}_3$ ,  $\text{MgSiO}_3$  og  $\text{FeSiO}_3$ . Heraf fremgår det, at clinopyroxen indeholder mere  $\text{CaSiO}_3$  og mindre  $\text{MgSiO}_3$  samt  $\text{FeSiO}_3$  end orthopyroxen gør.

**Figur 10.3** Pyroxendiagram som trekantsplot af enstatit (En), ferrosilit (Fs) og wollastonit (Wo). Klassifikation efter Morimoto (1988a; 1988b).



Alle de undersøgte bjergarter indeholdt clinopyroxenfenokryster, hvoraf langt de fleste er homogene. Den kemiske sammensætning dækker området  $\text{Wo}_{32-48}\text{En}_{36-51}\text{Fs}_{7-25}$  (app. F-II). Langt de fleste clinopyroxener er således augit, men nogle clinopyroxener fra basaltiske andesiter befinder sig i diopsidfeltet (fig. 10.4). Clinopyroxen synes med udviklingen fra basalt til dacit at definere en tendens mod Ca-forarmning. Prøverne fra de tre områder er meget ens og følger hinanden fra basalt til andesit.

Orthopyroxen ses i Am 0003, Am 0109, Am 0010, Sk 0001, Sk 0102, Ts 0101, Tc 0005, Tc 0009, Tc 0011, Tr 0113 og Th 0116. I to af dem er der dog kun fundet en enkelt krystal. Der er både homogene og jäcketed orthopyroxen. Orthopyroxeninholdet stiger med magmatisk udvikling, mens olivin indholdet i bjergarterne falder. Orthopyroxen optræder i bjergarter med 53.1 til 66.6 vægtprocent  $\text{SiO}_2$ , og der forekommer flest orthopyroxener i de mest silikarige bjergarter. Den kemiske sammensætning for orthopyroxen er enstatit, som dækker området  $\text{Wo}_{3-5(10)}\text{En}_{52-68}\text{Fs}_{28-45}$  (app. F-III og fig. 10.4).

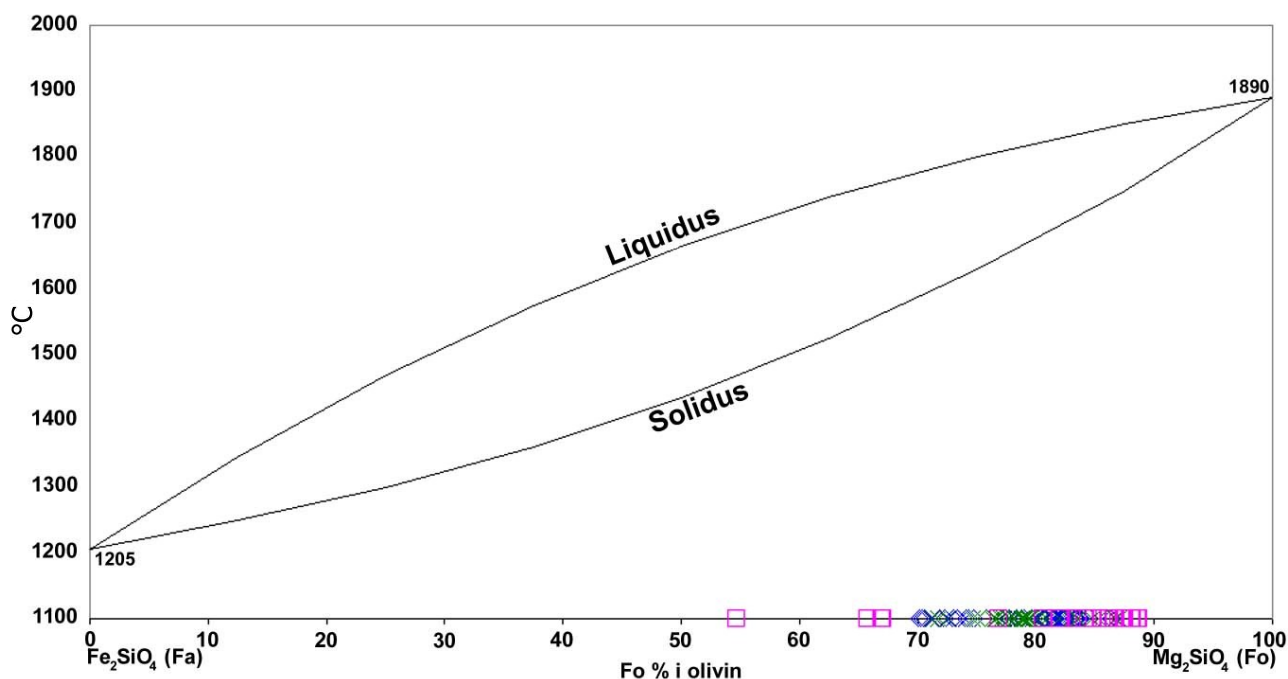


**Figur 10.4** Pyroxen diagram vist som udsnit af trekantsplot med molprocent af wollastonit (Wo), enstatit (En) og ferrosilit (Fs). Det ses, at ved magmatisk udvikling bevæger prøverne sig fra venstre side ned mod højre hjørne i diagrammet. Klassifikation af Morimoto (1988a; 1988b).

Orthopyroxenen synes i de mere silikarige prøver at definere en tendens mod Fe-berigelse. Prøverne fra de tre områder (Ammoudi, Skaros og Thirassia) ligger i basaltisk andesit og andesit felterne tæt på hinanden, mens de i basalt og dacit felterne kun er defineret af et enkelt udbrudscenter.

### 10.3 Olivin

Olivin er et nesosilikat, der er opbygget af isolerede  $\text{SiO}_4$  tetraedre. Formlen er  $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ , og repræsenterer endemedlemmerne forsterit (Fo)  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$  og fayalit (Fa)  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  i fast fase serien olivin (fig. 10.5) (Klein & Hurlbut, 1993). Olivin er en tidlig krystalliserende fase, og er studeret i Am 0002, Am 0003, Am 0004, Am 0010, Sk 0001, Sk 0102, Ts 0101, Tr 0113 og Th 0116 på mikrosonden. Oliviners sammensætning i bjergarterne varierer mellem  $\text{Fo}_{55}$ - $\text{Fo}_{89}$  (hyalosiderit-chrysolit) (app. F-IV), gennemsnitlig er olivinen  $\text{Fo}_{80}$  (chrysolit). Hos basalter er olivins indhold af forsterit højt ( $\text{Fo}_{81}$  hos Am 0004), mens det er lavere hos andesiter ( $\text{Fo}_{68}$  hos Sk 0001).



**Figur 10.5** Olivinfasediagram ved 1 atm. Den krystalliserede olivin vil indeholde mindre Fe og mere Mg end den sameksisterende smelte. De fundne olivinsammensætninger er afsat i bunden af diagrammet uden hensyntagen til temperatur. *Modificeret efter Bowen & Schairer (1935).*

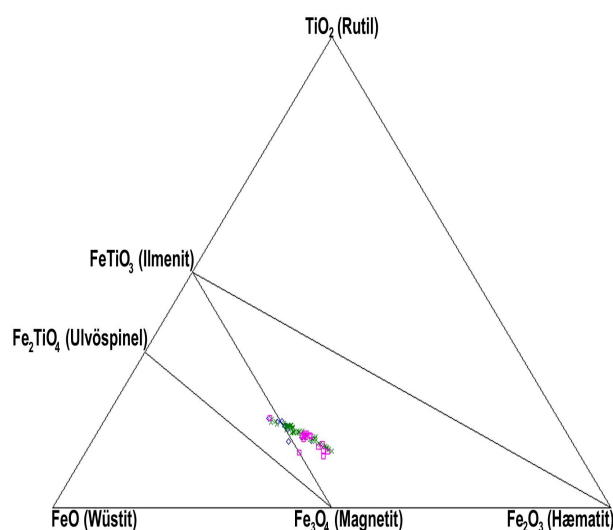
Når sammensætningen af olivin i de respektive bjergarter fra de tre vulkanfelter sammenlignes, viser de et overlap. I basalt er der tre prøver fra to vulkanfelter (Ammoudi og Thirassia) som overlapper. I basaltisk andesit er der en prøve fra hvert vulkanfelt og de overlapper ligeså, mens der i andesit er i alt fire prøver fra de tre vulkanfelter og overlap blandt de tre, og den sidste falder udenfor (Skaros).

Grundmassens oliviner er der ikke målt på, da de var for små til at analysere, men disse forventes at være mere Fa rige end fenokrysterne.

#### 10.4 Fe-Ti oxider

Opakke korn, der optræder som både fenokryster og mikrofenokryster, er magnetit, som er rig på titanium. Denne titanomagnetit fra spinelgruppen har den generelle formel  $X^{2+}Y^{3+}_2O_4$ , hvor X er  $Fe^{2+}$  og Y er  $Fe^{3+}$  eller  $Ti^{4+}$  (Nesse, 1991). Magnetitsammensætningen varierer mellem 40-52 vægt% FeO, 42-20 vægt%  $Fe_2O_3$  og 11-29 vægt%  $TiO_2$  (app. F-V og fig. 10.6). Der er ikke set ilmenit i nogen af prøverne.

$TiO_2$  indholdet for Thirassia-Skaros komplekset varierer mellem 0.711-1.33 vægt% og af hovedgrundstofdiagrammerne (fig. 9.5) kan det ses, at der kan være mindst to typer af krystallisation; således kommer titanomagnetit enten tidligt på liquidus eller også sker det senere, ved 59-60 vægt%  $SiO_2$ .



**Figur 10.6** Titanomagnetitdiagram som trekantsplot af FeO (wüstit),  $Fe_2O_3$  (hæmatit) og  $TiO_2$  (rutil). Oxiderne er afsat i molprocent. Diagrammet viser fast fase serierne ulvöspinel-magnetit, magnetit-ilmenit og ilmenit-hæmatit. Modificeret efter Buddington & Lindsley (1964).

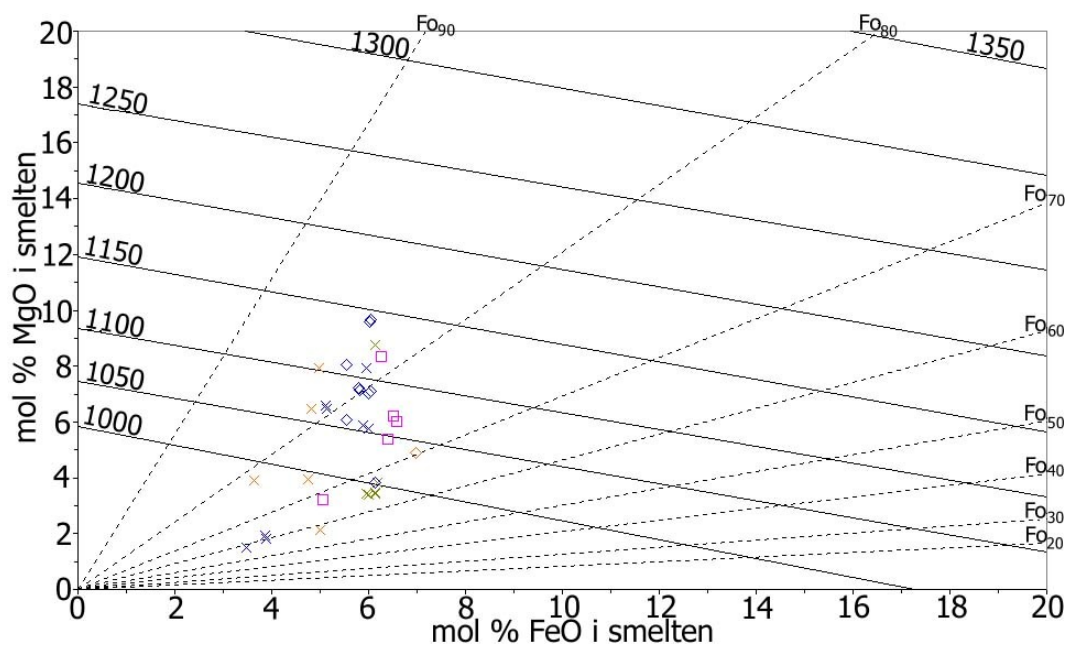
Der er ikke fundet nogen systematisk kemisk variation i titanomagnetit, i forhold til hvor kornene er fundet. Det gælder hvad enten disse forekommer i grundmassen eller i glomerokryster eller som fenokryster eller mikrofenokryster. Der er heller ikke observeret forskelle hvis kornene er euhedrale eller sub- til anhedrale, ej heller adskiller udbrudsstederne sig, dog er der et lidt højere indhold volumenmæssigt i Thirassia prøverne. Den eneste observerede systematiske variation er, at  $TiO_2$  indholdet i titanomagnetit stiger ved stigende silika indhold i moderbjergarten.

### 10.5 Krystallisationstemperatur og oxygenfugasitet

Magma dannes i kappekilen, og trænger sidenhen frem til mere overfladenære magmakamre. I hvilken dybde og ved hvilken temperatur og oxygenfugasitet magmaet begynder med fraktioneret-krystallisation kan man anslå ud fra mineralkemien. Krystallisationstemperatur for magmaet er beregnet ud fra krystallisationstemperaturen for dannelse af forskellige mineraler, og oxygenfugasiteten forsøges bestemt ud fra sameksisterende ilmenit-magnetit par.

#### 10.5.1 Olivin

Moderbjergartens indhold af MgO mol % og FeO mol % kan anvendes som et geotermometer (*fig. 10.7*). De afsatte værdier for hver bjergart er liquidus krystallisationstemperaturen for en olivin i ligevægt med smeltens sammensætning (Roeder & Emslie, 1970). Krystallisationstemperaturen for olivin varierer mellem ca. 850-1150 °C og sammensætningen er Fo<sub>84-59</sub>. En sammenligning mellem det beregnede Fo-tal for olivin i ligevægt med moderbjergarterne og Fo tallet fra prøver indeholdende olivin, som har været i mikrosonden giver, at 78 % af tallene ligger indenfor den spredning, der er målt i bjergarten, mens resten er udenfor med maksimalt 2 Fo % point (app. G). Da det beregnede tal afviger så lidt i forhold til det fundne tal, kan det tænkes, at de fleste oliviner har været mere eller mindre i ligevægt med smelten. Samtidigt skal det dog siges, at ikke alle oliviner i en prøve kan være i ligevægt, som eksempel kan nævnes Sk 0102, hvor der er målt Fo på 77-89 og moderbjergarten er beregnet til 82. Dvs. at det beregnede tal ligger i spredningen for det målte, men der er nogle mere primitive oliviner til stede; altså kan et udviklet magma tænkes at have fået tilskud af mere primitiv smelte.



**Figur 10.7** Diagram der giver liquidustemperaturen i °C for olivin i ligevægt med smeltens sammensætning. Modificeret efter Roeder & Emslie (1970).

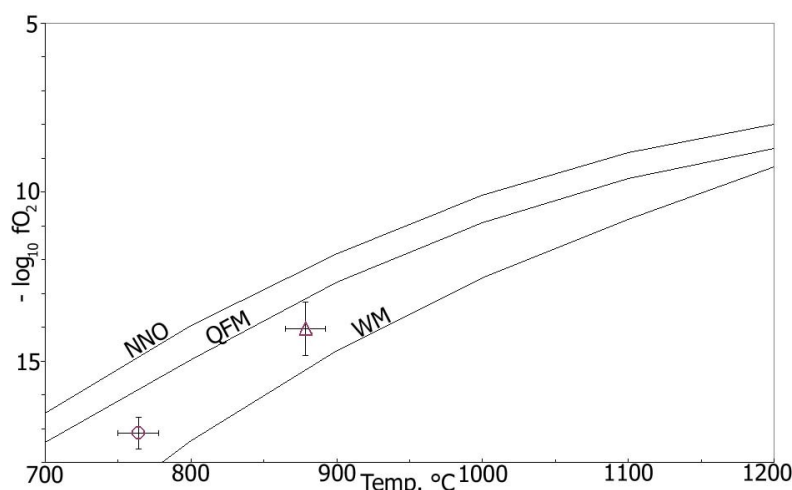
Både temperatur og Fo indhold stemmer overens med det Huijismans (1985) fandt for Skaros og Micro Profitis Ilias.

### 10.5.2 Pyroxen

Ved benyttelse af programmet QUILF af Andersen et al. (1993) kan to pyroxener fra samme bjergart anvendes til at bestemme deres krystallisationstemperatur, hvis de vel at mærke er i ligevægt. Fra Thirassia-Skaros vulkanen forekommer der gode pyroxen-par fra andesiter og daciter. Ud af de ni prøver der kunne bestemmes temperatur på, er kun de fem nok i ligevægt til at give resultater med fornuftig usikkerhed. De fem resultater er Th 0116 med  $978\text{ °C} \pm 34$ ; Tc 0011 med  $980\text{ °C} \pm 15$ ; Tc 0009 med  $986\text{ °C} \pm 19$ ; Sk 0001 med  $1019\text{ °C} \pm 32$  og endelig sidst Tc 0005 med  $1068\text{ °C} \pm 26$ . Temperaturerne svarer til de af Huijismans (1985) fundne tal for Skaros.

### 10.5.3 Fe-Ti oxider

I tilfælde af, at der var fundet sameksisterende ilmenit og magnetit i produkter fra Thirassia-Skaros vulkanen, kunne parret have været anvendt til bestemmelse af den maksimale oxygenfugasitet ( $f_{\text{O}_2}$ ) og krystallisationstemperatur, da oxygenfugasitet ( $f_{\text{O}_2}$ ) og krystallisationstemperatur bestemmer sammensætningen af sameksisterende Fe-Ti oxid faser (Buddington & Lindsey, 1964). For at finde en temperatur og oxygenfugasiteten for området, er der således fundet data i litteraturen, og disse er afsat i programmet ILMAT af Lepage (2003), der beregner ligevægtsforholdet mellem de sameksisterende oxider (fig. 10.8). Hansens (1997) ilmenit-magnetit-par fra Megalo Vouno (MV116) giver en dannelsesstemperatur på  $750\text{--}778\text{ °C}$  og  $\log_{10} f_{\text{O}_2}$  mellem  $-16.66$  og  $-17.60$ , mens Huijismans (1985) ilmenit-magnetit-par fra Skaros (SH153) giver  $865\text{--}892\text{ °C}$  og  $\log_{10} f_{\text{O}_2}$  på mellem  $-13.25$  og  $-14.83$ . Resultatet af de to par giver en position lige omkring QFM (kvartsfayalit-magnetit) bufferen, ca. en  $\log_{10}$  enhed under QFM. Desværre er resultatet baseret på Hansens (1997) tal forbundet med betydelig usikkerhed, da målingerne er lavet på EDS, der ikke er så nøjagtig som WDS, som anvendes af Huijismans (1985).



**Figur 10.8**  
Temperatur og oxygenfugasitet. Trekant er fra Huijismans (1985) og cirkel fra Hansen (1997). De streger der går ud fra symbolerne er ikke usikkerhed, men en afbildning af det område resultatet dækker. Som det fremgår er Thirassia-Skaros vulkanen tæt på QFM bufferen. Kurverne NNO, QFM og WM repræsenterer  $f_{\text{O}_2}\text{--}T\text{ °C}$  variation af bufferne Ni-NiO, kvartsfayalit-magnetit og wüstit-magnetit. Diagram fra Carmichael (1967), linier fra Hall (1996) og Huijismans (1985).



At resultatet bliver QFM bufferen stemmer overens med de observationer Nicholls (1971) har gjort, men dog ikke med andres observationer, der viser et højere magmatisk  $f_{\text{O}_2}$  niveau. Huijsmans (1985) har således, at det skulle være 1-2  $\log_{10}$  enheder over NNO (Ni-NiO) bufferen og Cottrell et al. (1999) har det til 0.5  $\log_{10}$  enheder over NNO bufferen. Gill (1981) har også observeret at calc-alkaline suiter krystalliserer omkring NNO bufferen.

#### 10.5.4 Kombination

I programmet QUILF af Andersen et al. (1993) kan både silikater og oxider kombineres for at give geotermometre, og for Thirassia-Skaros vulkanen kan der kombineres titanomagnetit (spinel som det indtastes under i programmet) samt clino- og orthopyroxen. De ni prøver der kan bestemmes temperatur på, er der her otte der giver resultater med fornuftig usikkerhed. De otte resultater er Sk 0001 med  $730^{\circ}\text{C} \pm 80$ ; Am 0003 med  $755^{\circ}\text{C} \pm 87$ ; Tr 0113 med  $846^{\circ}\text{C} \pm 52$ ; Sk 0102 med  $849^{\circ}\text{C} \pm 73$ ; Tc 0011 med  $854^{\circ}\text{C} \pm 45$ ; Tc 0009 med  $856^{\circ}\text{C} \pm 47$ ; Tc 0005 med  $857^{\circ}\text{C} \pm 78$  og endelig Th 0116 med  $927^{\circ}\text{C} \pm 23$ .

#### 10.5.5 Opsummering

Desværre findes der meget få artikler omhandlende krystallisationsforholdene for Santorinis vulkaner, men de der tidligere har arbejdet med dette er Nicholls (1971) (Akrotiri), Huijsmans (1985) (Skaros og Akrotiri), Barton & Huijsmans (1986) (Kameni øerne) og Cottrell et al. (1999) (Minoisk). Alle andre refererer således til disse artikler.

Følgende overslag af krystallisationsforholdene inden eruptionen gives på grundlag af de præsenterede data. Fra afsnit 10.5.1 (olivin) giver olivinerne start-krystallisationstemperaturen. Temperaturbestemmelsen for de følgende mineraler kan ifølge Andersen et al. (1993) blive mere nøjagtig ved at kombinere flest mulige mineraler, derfor er afsnit 10.5.4 (kombination) tættere på sandheden end afsnit 10.5.2 (pyroxen). Ved sammenligning af resultaterne fra afsnit 10.5.4 (kombination) og 10.5.3 (titanomagnetit) tyder det på, at dannelsesstemperaturen for de fleste af mineralerne i Thirassia-Skaros vulkanen er mellem 800 og 1100 °C ved  $\log_{10} f_{\text{O}_2}$  på mellem -13 og -17, hvor afsnit 10.5.3 (titanomagnetit) således giver den sidste krystallisationstemperatur, hvor magmaet har været i ligevægt, inden udbrud.

Selve trykket for krystaldannelsen blev af Huijsmans (1985) beregnet til mellem 1 og 3 kbar og vandtrykket lidt lavere ( $P_{\text{H}_2\text{O}}=1-2$  kbar).

### 10.6 Mindste kvadraters metode

For at teste hvorvidt fraktioneret krystallisation har været en vigtig faktor i differentiationen af magmakammeret, er der anvendt de mindste kvadraters metode. Til testen (app. H-I) er taget lavaer fra serie 2 (Th2 & S2), alle tilhørende trend 1 i figur 9.7. Derudover er testet en kombineret lavaserie (serie 2 & 3), hvor alle tilhører den anden udvikling i figur 9.7 nemlig trend 2.

For alle prøverne gælder, at deres hovedgrundstofal er fra appendiks C-I, mineralkemien er fra appendiks E, og FeO er vist som totalt jern. I trend 1 blev prøverne inddelt i intervaller på ca. 2 SiO<sub>2</sub> vægt% point for at få en overskuelig udregning; der er i alt syv intervaller. I ét interval var der dog ingen repræsentant for serie 2s trend 1, derfor blev prøverne Th 0116 og Ts 0104 kombineret. Selvom de to prøver kommer fra andre serier, har de en brugbar SiO<sub>2</sub> værdi, og den vægtede kombination blev vurderet ud fra figur 9.7. I trend 2 er der lidt større spring i intervallerne, da denne består af færre prøver; der er i alt fire intervaller. I alle intervaller er mineralkemien taget fra udgangsbjergartens mikrosodedata, hvor muligt, og dette betyder, at petrografen styrer udregningen (se afsnit 8.1 & 10.1-4). Dog er mineralkemien for Sk 0105 og Sk 0103 taget fra Tr 0113, da de førstnævnte ikke er analyseret på mikrosonden, og da Tr 0113 geokemisk set befinder sig mellem de to. De tal der blev tilladt at variere var: Andel af magma der er krystalliseret, de forskellige mineralers bidrag til krystallisationen og mineralernes kemiske udvikling. Dvs. at oxiderne fra mikrosonden trækkes fra hovedgrundstoffallene fra moderbjergarten for ved fraktionering at skabe en datterbjergart. For at fraktioneret krystallisation kan være en vigtig faktor i differentiations-processen skal summen af alle hovedgrundstoffernes kvadrater være under 1.0. Det dårligste interval for trend 1 er beregnet til 0.31 S<sup>2</sup> og 5 af de 7 intervaller er <0.10 (app. H-I). Disse gode resultater antyder, at fraktioneret krystallisation er hovedansvarlig for udviklingen af T-S magmakammeret. Regnearkprogrammet der blev udfærdiget og anvendt er vist i app. H-II.

For de nordlige vulkaner har der også tidligere været anvendt de mindste kvadraters metode til beregning af deres udvikling; bl.a. har Nicholls (1971), Mann (1983), Huijismans (1985), Huijismans & Barton (1989) og Hansen (1997) fundet, at fraktioneret krystallisation er en betydende faktor i differentiationen af magmakammeret. Fraktioneringen fra basalt til basaltisk andesit er i dette studie (trend 1) opnået ved at krystallisere 27.7 % af udgangsbjergarten (basalten), mens andesit og dacit opnås ved 45.5 og 70.3 % krystallisation, respektivt (tabel 10.1).

**Tabel 10.1** Sammenligning af krystallisations % af modermagmaet (basalt), for at få de andre bjergarter. Dette studie er trend 1.

	Nicholls (1971)	Mann (1983)	Huijismans & Barton (1989)	Dette studie
Basalt til basaltisk andesit	54	50	40.6	27.7
Basalt til andesit	60	60	59.7	45.5
Basalt til dacit	82	75	73.7	70.3

## 11. Diskussion

Resultaterne af samtlige foregående undersøgelser vil efterfølgende blive gennemgået, og på baggrund af feltobservationer og geokemiske data opstilles en model for TS kompleksets udvikling.

### 11.1 Subduktion

Thirassia-Skaros (TS) vulkankomplekset er opbygget af udbrudsprodukter, som er overfladeudtrykket af den ægæiske subduktion. Den nuværende subduktion er ikke den første, der har fundet sted i det ægæiske område, der har således siden Pangeas opsprækken været subduktion bla. i Mellem Trias og Sen Jura til Kridt, hvilket betyder, at kappen i området ikke længere er homogen. Den nuværende subduktion er resultatet af Afrikas nordligtgående bevægelse og rotation. Subduktion i det vestlige, mellemste og østlige Middelhav vil stoppe en dag når kontinentkolissionen er tilendebragt.

Subduktionen i det østlige Middelhav menes at være begyndt i Miocæn for 16 Ma siden. Afrikas oceanbundsskorpe underskød den ægæiske mikroplade med en subduktionsrate, der var noget langsommere end den der ses i dag, hvilket også er observeret for det centrale Middelhav (Faccenna et al., 2001). For 13 Ma siden begyndte roll-back af den afrikanske plade, da subduktionshastigheden overskred pladebevægelseshastigheden. Afrikas oceanbundssubduktion, subduktions-træk og roll-back, samt at den Anatoliske plade har påført et tryk fra vest, bevirker tilsammen, at den ægæiske mikroplade har strukket sig (*fig. 3.9*). I midten, hvor skorpen er blevet strukket mest, er dette sket med en faktor to, hvorved Santorini er blevet flyttet ca. 450 km mod syd (*fig. 3.11*). Dette betyder, at den ægæiske skorpe er blevet kraftigt fortyndet, og nogle steder kun er ca. 20 km tyk. Denne fortyndede skorpe menes at have haft indflydelse på placeringen af magmakamre og deres efterfølgende udvikling. Det har været diskuteret, om skorpens karakter i det ægæiske område, nord for subduktionen, var kontinental eller oceanisk. Ved hjælp af magnetiske målinger kan det konstateres, at der ingen havbundsspredning har fundet sted, og ved hjælp af seismik (WARRP) kan det bekræftes, at den ægæiske skorpe er kontinental af ophav. Derimod er den subducerende del af den afrikanske plade oceansbundsskorpe.

Subduktionen af Afrikas oceanbundsskorpe finder sted syd for Kreta, hvor to underskydende flanker subduceres med lidt forskellig vinkel, hvilket betyder at de ikke rammer hinanden (*fig. 3.10*). De overlapper tilsyneladende under Santorini, og dette komplicerer situationen, da der således ikke blot er tale om én subduktionszone. Inden den afrikanske plades oceanlithosfære får negativ opdrift og begynder at synke, er skorpen blevet gennemhydreret, da den har været

eksponeret for havvand igennem længere tid, samt at der naturligt vil opstå revner igennem hvilke vand kan trænge ind.

Idet slaben begynder sin indsynkning påbegyndes metamorfosen af den. Under stigende grad af metamorfose vil stabiliteten af mineralerne ændre sig, og nogle vil som følge heraf frigive volatiler. Den første dehydrering sker fra omkring 20 km dybde, hvor de første fluider således afgives fra slaben. Kappen under den overskydende plade trækkes med ned af den subducerende slab og konvektion igangsættes i kappekilen (McKenzie, 1969). Den subducerende lithosfære sammenkobles med kappen, da begge har høj viskositet, men ved større dybde vil de to sammenkoblede dele adskilles igen pga. hydreringen af kappekilen (van Keken, 2003). Den indledende konvektion trækker omkringliggende kappe ind under den overskydende plade, og temperaturen stiger i den opståede kappekile. At subduktionen sker i form af to flanker, tænkes at resultere i højere varme, da der bliver et større flow omkring kanterne på pladerne (Vanek et al., 1987).

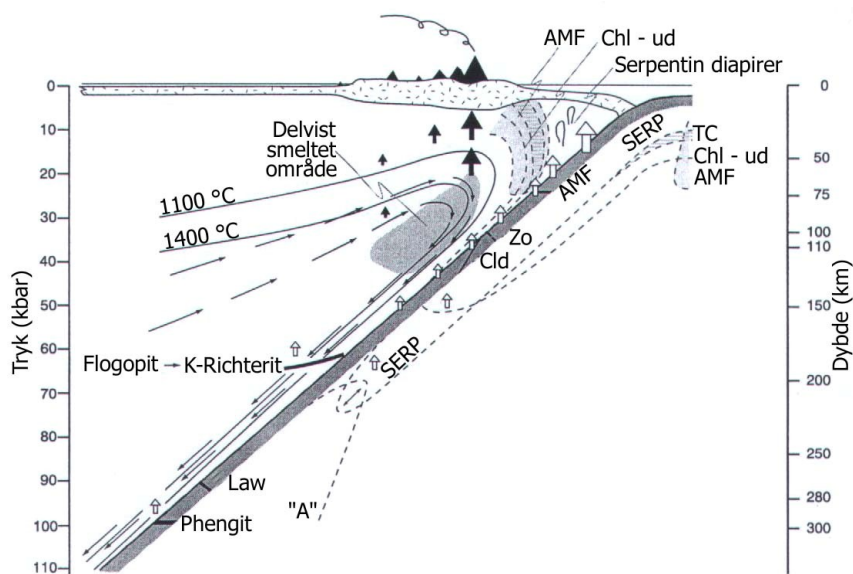
Ifølge én model (Hyndman & Peacock, 2003) sker frigivelse af de fleste af de indeholdte volatiler allerede til kappekilens spids, og denne bliver serpentiniseret. I denne del af kappekilen sker der ikke konvektion, men der aflejres en mélange bestående af en blanding af materialer, der har været aflejret ovenpå den subducerende lithosfæreplade (Spandler et al., 2004). I en anden model tænkes konvektionen derimod at nå helt ud i spidsen af kappekilen (van Keken, 2003).

Det område hvor slaben afgiver mest vand er således i området umiddelbart under kappekilens spids. I starten af subduktionen indeholder den subducerende skorpe 5-6 vægt% H<sub>2</sub>O, mens den efter at have passeret amfibols stabilitetsfelt, og således kappekilen, indeholder blot ½-1 vægt% H<sub>2</sub>O. De mineraler der giver det største bidrag af vand til subduktionen er amfibol, chlorit og lawsonit. Der er indeholdt mest vand i det subducerede basaltlag, mens der kun er 1/3-1/5 af basaltens vandmængde i gabbroen og i sedimenterne er der igen kun 1/25-1/50 af den vandmængde der er i basalten, hvilket er så lidt, at det falder indenfor usikkerheden på vandindholdet i basalten (Schmidt & Poli, 1998).

Én model (Forneris & Holloway, 2003) hævder, at det basaltiske lag i den subducerende skorpe vil være helt dehydreret allerede mellem 90 og 110 km dybde. Nedbrydningen af amfibol i slaben frigiver fluider til kappekilen i for-bue området, og de afgivne fluider danner efterfølgende amfiboler i kappekilen. Denne amfibol-peridotit kappekile konvekteres ned af slabtrækket, og ved ca. 100 km dybde vil disse amfiboler så frigive fluider, hvilket stemmer fint overens med vulkanernes placering  $124 \pm 38$  km (Gill, 1981) over slaben.

En anden model (Schmidt & Poli, 1998) foreslår, at vandet, der er inkorporeret i mineralerne, vil frigives løbende indtil 150-200 km vertikal dybde, kun en lille del af vandet tænkes at nå frem til dybere niveauer. Ved en given dybde vil flere vandholdige faser således nedbrydes, og dehydreringen forekommer derfor over et større område. Mens skorpen har afgivet det meste af sit vand i omkring 150 km dybde, begynder peridotiten under oceanskorpen at dehydrere ved 150 km og slutter ved ca. 200 km. De frigivne fluider stiger op fra den dehydrerende, subducerende slab og metasomatiserer efterfølgende en del af den overliggende kappekile.

At kappekilen metasomatiseres er i sig selv ikke nok til at danne smelter, der behøves samtidigt højere temperaturer. I de dele af den metasomatiserede kappekile hvor smeltedannelse finder sted, er temperaturen omkring 1300 °C. Smelten trænger efterfølgende op og danner vulkanerne i øbuen ovenfor (fig. 11.1). Den vulkanske front er således afhængig af hvor 1300 °C isothermen befinder sig, og hvorledes kappekilen ser ud (Schmidt & Poli, 1998). Dette bevirker, at afstanden fra selve subduktionen i graven til vulkanfronten er variabel. Den varmeste temperatur konstateret i TS komplekset er 1150 °C (fig. 10.7), men beregningen er ikke foretaget på en primær smelte, som tænkes at have været noget varmere. Forholdene i kappekilen er således afgørende for vulkanismen, da konvektion i kappekilen skaber forskellige hastighedsfelter, der igen skaber en thermal struktur. Uden konvektion ville kappekilen være noget køligere end den er og der ville ikke finde vulkanisme sted.



**Figur 11.1** Dannelsen af en vulkanfront. Den subducerende oceanlithosfære afgiver aftagende mængder af fluider indtil ca. 150 km dybde. Fluiderne metasomatiserer den ovenliggende kappekile, og i det område hvor 1300 °C isothermen nås, dannes der partiel smelte. Smelte trænger frem til overfladen efter modificering i magmakamre og sidenhen opstår vulkanisme. Kappekilespidsen er beliggende, hvor serpentindiapirer er vist. Mineralfaser der er stabile ved forskellige tryk og temperaturer er vist. AMF-amfibol, Chl-chlorit, Zo-zoisit, TC-talk, SERP-serpentin, law-lawsonit, cld-chloritoid og A -fase A. *Modificeret fra Schmidt & Poli (1998).*



Ud fra Bouger anomalier kan det anskueliggøres, at der ligger et materiale med lav densitet under den vulkanske front i den ægæiske skorpe; nemlig magma. Den forhøjede varmegennemstrømning der observeres i det ægæiske område kan forklares ved, at ekstensionen i back-arc området bevirker, at kappen kommer højere op og dermed afgiver noget af sin varme og således gør området varmere end omgivelserne.

### **11.2 Hvordan er magmaet til TS dannet?**

Magmadannelse finder sted, når fluider fra den dehydrerende slab stiger op i kappekilen og sænker solidustemperaturen. Smelte begynder at dannes som film på mineralerne for efterfølgende at samles og påbegynde opstigning. Slabens sammensætning, vandindhold samt kappekilens sammensætning er alle af betydning for kemien af de magmaer der opstår. Det dannede magma stiger med  $10^{-7}$ - $10^{-2}$  m/s, afhængigt af om mekanismen er densitetsstigning eller revne propagation (Gill, 1981).

Af REE mønstrene i figur 9.13 ses det, at magmaet kan være dannet enten ved mindre grad af opsmeltning fra en peridotitisk kappe, eller ved en stor grad af opsmeltning fra en granatholdig kilde (Puchelt, 1978a). Af figur 9.14 ses det tydeligt, at HREE mønstret er helt fladt i modsætning til de lette sjældne jordarters indbyrdes berigelse, men kunne det primære magmaet alligevel tænkes at stamme fra en granat kilde?

Når en oceanskorpe subduceres gennemgår den som ovenfor beskrevet metamorfose. Hvis den til at begynde med bestod af olivin, pyroxen og plagioklas vil disse således, når de ikke længere er stabile, kunne blive omdannet til pyroxen og granat; dvs. at den subducerende skorpe omdannes til eclogit. På trods af denne omdannelse, vil bjergarten stadig have bevaret sine oprindelige kemiske træk, da dens kemiske sammensætning ikke har ændret sig. Den vil således stadigvæk udvise et MORB-lignende sporgrundstofmønster. HREE er kompatible i granat, og disse vil således blive holdt tilbage under partiel opsmeltning af eclogitisk materiale. Smelter produceret herved vil altså indeholde mindre koncentrationer af HREE end kilden. Derfor kan det flade HREE mønster som ses fra TS vulkankomplekset bruges som et argument imod, at der er tale om en granatbærende kilde. Desuden virker det ikke sandsynligt, at selve slaben smelter op i denne subduktionszone, men i tilfælde af at granat var til stede i selve kappekilen, understøttes dette altså ikke af kemien. Mitropoulos et al. (1987) hævder ligeledes, at granat ikke kan være residualmineral i kilden.

En anden kilde uden granat kunne tænkes at være en peridotit, nærmere bestemt en lherzolit. Efter dannelse af basaltisk smelte bliver dens residuum til harzburgit eller dunit, og den afgivne smelte vil kunne give et mønster som udvist af den mest primitive bjergart i figur 9.13. I figur 9.13 ses det

desuden, at alle REE beriges ved udviklingen, samt at der udvikles en Eu anomali fra de primitive til de udviklede prøver, hvilket viser, at der er fraktioneret plagioklas, samt at nogle af disse er tabt af magmaet. Med grad af udvikling er det tydeligt, at det er de letteste (La-Nd) der beriges mest, mens MREE (Sm-Ho) og HREE (Er-Lu) ikke beriges mærkbart (*fig. 9.13 & 14*). Det samme overordnede mønster ses i alle tre serier for TS komplekset. Bortfraktionering af olivin, clino- og orthopyroxen i bjergarterne har indflydelse på REE indholdet, således at mønstret fra at være næsten fladt bliver mere stejlt i den lette ende. Dette sker, fordi fordelingskoefficienten af de tunge er større end for de lette med omkring en faktor 10, i de mineraler der driver udviklingen (Rollinson, 1993), og fordi disse fjernes fra de udviklede smelter. Med udviklingen fra basalt til dacit ændres fordelingskoefficienten ( $K_d$ ) af de forskellige REE, således at kurven ændrer hældning. Santorini er mindre beriget i REE end de andre øer i den vulkanske øbue (Mitropoulos et al., 1987). I multigrundstofdigrammerne (*fig. 9.15*) ses der positive anomalier ved Rb, Th og Ce, mens der er negative anomalier ved Ba, Nb og Ti (i det MORB normaliserede diagram). I det chondrit normaliserede diagram ses positive anomalier ved (Th), U, La og Zr, mens der er negative anomalier ved Pb, K, P og Ti. I øverste række ses TS komplekset, hvor Thirassia og Ammoudi følges tæt ad (med Thirassia som den mest berigede), hvilket bekræfter deres samhørighed. I den anden række sammenlignes Santorini med andre ægæiske øer, og det ses, at Santorini er den mindst berigede øgruppe, hvilket antyder, at der er sket en højere grad af opsmeltning under Santorini. At der kan være højere temperaturer under Santorini end under resten af øerne i den vulkanske øbue er foreslået af Mitropoulos et al. (1987), varmen kunne som førnævnt tænkes at være en følge af de to krydsende flanker. I række tre sammenlignes med andre subduktionszoner, og her ligger TS ca. i midten. De mere berigede, Andes og Æolisk, er erupteret på tyk kontinentalskorpe og udbrudsproduktene er overvejende calc-alkaline, mens de mindre berigede, Izu-Bonin og Marianerne, er erupteret på tynd oceanskorpe og udbrudsprodukterne overvejende er tholeiiter. TS ligger derimod sammen med Honshu og Kurilerne i diagrammet, hvor der begge steder er erupteret omtrent lige meget calc-alkalint og tholeiitisk materiale (Miyashiro & Shido, 1975).

Årsagen til den relative LIL berigelse i forhold til HFS i figur 9.15 er, at fluidfasen fra den subducerende slab, samt fra sediment, metasomatiserer den overliggende kappekile og beriger den med LIL. LIL frigives meget nemt af den dehydrerende slab, da disse er meget mobile i fluider, hvorimod HFS, som er relativt immobile i fluider, bliver efterladt i krystallerne under dehydrering. De frigivne fluider reagerer efterfølgende med den overliggende kappekile og ændrer dens sammensætning. Den HFS forarmede peridotit metasomatiseres og får et sporgrundstofmønster

mere lig det observerede, end hvis kappekilen ikke var blevet metasomatiseret. Derudover kan LIL også tilføres ved efterfølgende skorpekontaminering. Den negative Nb anomali kan indikere skorpeindblanding i magmakammerprocesser (Rollinson, 1993). Multigrundstofdigrammerne viser desuden en berigelse i de inkompatible grundstoffer relativt til en primitiv kappesammensætning (CI chondrit).

Ud fra sammenligning af øerne i den ægæiske øbue (*fig. 9.15*), kan det ses, at området er meget komplekst pga. flere subduktioner (Mitropoulos et al., 1987). Af LIL/HFS forholdet i øbue magmaerne kan det ses, at vand har spillet en vigtig rolle i deres dannelse. Dette ses ud fra, at HFS og LIL forholdet ikke er sammenhængende i subduktionszonen, så adskillelsen tænkes at stamme fra fluidkomponenten. For at få en bedre ide om HFS aktivitet, og således mere information om kilden, er Nb/Ta og Zr/Hf plottet mod SiO<sub>2</sub> (*fig. 9.16*). Nb/Ta og Zr/Hf opfører sig sammenkoblet i både fluider og smelte (Weyer et al., 2003). Selv om Nb, Ta, Zr og Hf er kemisk meget ens, er deres forskellige fordelingskoefficienter i systemet clinopyroxen vandfri silikasmelte årsagen til, at de fraktioneres i kappen, og der vil derfor opstå forskellige ratioer. Hvis cpx er til stede ses således:  $D_{\text{Hf}} > D_{\text{Zr}}$  og  $D_{\text{Ta}} > D_{\text{Nb}}$ , hvor det sidste par er det mest inkompatible (Weyer et al., 2003). I forhold til chondrit er Nb/Ta værdien subchondritisk (16.9 mod 17.6 (Weyer et al., 2002)), og ligger mellem en primitiv ( $17.4 \pm 0.5$ ) og en forarmet kappe ( $15.5 \pm 0.1$ ) (Barth et al., 2000). At Nb/Ta for lava fra en konvergent margin kan være subchondritisk, i stil med MORB, er ligeledes rapporteret af Stolz et al. (1996). Forarmningen tænkes at stamme fra tilbageholdelsen af rutil og amfibol i kappen, da disse har høje  $K_d$  for Nb og Ta (Weyer et al., 2003). Nb og Ta kan altså være residualer i kappen ved opsmeltning og derved skabe en relativ forarmning i disse grundstoffer. Nb/Ta gennemsnittet dækker over en vis spredning, der kan stamme fra at kilden til magmaerne ikke er homogen. I modsætning til Nb/Ta er Zr/Hf superchondritisk (38.5 mod 34.2 (Weyer et al., 2002)). Grunden til denne høje ratio kan være opsmeltning af en cpx rig kilde (Klemme et al., 2002). Zr/Hf forholdet kan efterfølgende ændre sig ved clinopyroxenfraktionering, som det også ses i figur 9.16. Zr/Hf forholdet stiger, fordi Hf er mindre inkompatibelt end Zr i clinopyroxen (David et al., 2000), og forholdet siger altså både noget om fraktionerings- og smelteprocesser (David et al., 2000).

Det sidste diagram i figur 9.16 viser U/Th mod SiO<sub>2</sub>, hvor et grundstof som er mobilt i fluider, testes mod et der er meget lidt mobilt. Ratioen viser 0.30 i gennemsnit, hvilket er højere end både den kontinentale skorpes værdi 0.25 (Rudnick & Fountain, 1995) og kappens på 0.26 (McDonough & Sun, 1995). Det kan derfor tænkes, at U, som er et LIL grundstof, bliver tilført med fluiderne,

mens Th, der hovedsageligt tænkes at komme fra sediment (Hawkesworth et al., 1997), ikke beriges i tilsvarende grad.

### **11.3 Processer i TS magmakammeret**

Når smelterne ikke længere kan trænge frem mod overfladen pga. for lille densitetsforskel, vil smelterne blive fanget og samles i et magmakammer. Densiteten af basaltisk lava er 2.6-2.8 g/cm<sup>3</sup>, hvilket betyder, at det kan stige gennem kappen, men derimod vil blive standset af skorpen, der virker som et densitetsfilter. Her vil der dannes et magmakammer, hvori differentiation begyndes, og der kan efterfølgende komme flere portioner af smelte op, og skorpen kan assimileres. Stor skorpetykkelse giver mulighed for mere forurening, og magmaet får således en mere calc-alkalin karakter (Miyashiro, 1974). Det efterfølgende magmakammer kan ligge længe oppe i skorpen og være på op til 10-15 km i diameter (Gill, 1981), herefter sker ny differentiation, og processen fortsætter. Magmaet vil efterhånden tabe varme til omgivelserne og mineraler begynder at dannes, hvorved kemien ændres i smelten. Smeltens sammensætning, tryk, temperatur og oxygenfugasitet har alle betydning for udviklingen af magmaet. De dannede krystaller kan efterfølgende separeres ud af magmaet, men dette afhænger af krystallernes størrelse, densitet og magmaets viskositet. Det lave lithostatiske tryk ( $P_{\text{total}}=1-3$  kbar), der er fundet for bjergarterne på Santorini, antyder at den geokemiske udvikling skete i overfladenære (<3-8 km) magmakamre (Kalogeropoulos & Paritsis, 1990). At der har eksisteret overfladenære magmakamre på Santorini understøttes desuden af alle de calderadannende begivenheder.

De geokemiske sammensætninger af TS vulkankompleksets tre geografiske områder giver ved mikrosondeanalyse af de forskellige mineralfaser en så ensartet udvikling af de tre områder, at disse ikke kan adskilles (*fig. 10.2 & 4; 5; 6*). I sammensætningerne basalt-dacit opfører de individuelle mineraler fra de forskellige områder sig ens, og tænkes derfor at komme fra det samme overordnede magmakammer.

REE udviser alle en positiv korrelation med SiO<sub>2</sub> (*fig. 9.9 & 10*) og det samme observeres i HFS (*fig. 9.8*). LIL viser alle en positiv korrelation med SiO<sub>2</sub>, undtagen Sr (*fig. 9.11*) fordi dette grundstof er kompatibelt i plagioklas og kæmper om den optimale plads med Ca, da begge grundstoffer har tilnærmelsesvis samme størrelse. En ændring i sammensætning langs en fastfase serie (som fx plagioklas) sker, fordi der sker små glidende ændringer i krystallernes gitterstørrelse. Således ændres den relative fraktionering af forskellige ioner med næsten samme ionradius (Blundy & Wood, 2003).

Alle lavaerne på Santorini er sub-alkaline (*fig. 9.1*), men at påvise at bjergarterne er calc-alkaline (navngivet af Peacock (1931)) som det tektoniske miljø antyder, er ikke lige til. Ud fra diagrammerne i figur 9.2 til 9.6 kan det ses, at bjergarterne både udviser tholeiitiske og calc-alkaline udviklingsforløb. I figur 9.2 starter bjergarterne således i lav K tholeiitisk og krydser linier til høj K calc-alkalin. I dette diagram ligger bjergartsserier ellers typisk i ét felt indenfor to af de tværgående linier. Ifølge Gill (1981) bliver fordelingskoefficienten ( $D_K$ ) for K mindre med grad af fraktionering, men figur 9.2 viser, at hældningen af linien bliver mindre med differentiation, altså det modsatte.  $K_2O$  diagrammet giver således ingen klar klassifikation af prøverne.  $K_2O$  berigelsen kan tænkes at stamme fra tidligere tiders subduktioner, disse kan have beriget kappen med fluider, og da K er inkompatibelt, beriges smelten løbende, hvis magmablanding finder sted. Både magmablanding, fraktioneret krystallisation og kontaminering bidrager således til K berigelse, og først sent i udviklingen begynder fraktioneret krystallisation at ændre på hældningen af  $K_2O$  (*fig. 9.2*).

Miyashiro (1974) viser tydeligt, at der ikke kun findes to adskilte suiter, men et spænd af bjergarter mellem tholeiit og calc-alkalin. I Miyashiros diagram (*fig. 9.3*) har Santorini lavaer en stejlere hældning end linien og krydser fra det calc-alkaline felt ind i tholeiitfeltet. Hældningen af bjergartssuiten er ifølge Miyashiro (1974) vigtigst (hans definition nr. ét), da en linie stejlere end adskillelselinien indikerer en tholeiitisk trend, som Santorini altså gør. Den anden definition af Miyashiro (1974) siger, at dér hvor suiten ligger mellem  $2.0 < FeO^*/MgO < 5.0$  er dens tilhørsforhold også, og her plottes langt flertallet af Santorinis prøver i tholeiitfeltet. Definition ét er dog den vigtigste, og kun hvis der er tvivl eller man har ganske få prøver, behøver man at benytte regel nummer to. Miyashiros diagram viser således, at Santorinis prøver udviser en mild tholeiitisk trend. I AFM diagrammet (*fig. 9.4*) ses en mellemting mellem tholeiitisk og calc-alkalin udvikling. En calc-alkalin trend skulle være omtrent normal til F-M siden, mens den tholeiitiske er mere parallel med denne. Ingen af disse trends ses, men bjergarterne ser ud til at følge en overvejende calc-alkalin trend med en svag tholeiitisk karakter. Den større jernberigelse, end ved en ren calc-alkalin trend, indikerer den mildt tholeiitiske trend. I figur 9.5 udnytter Middlemost (1975), at  $Al_2O_3$  indholdet er højere i calc-alkaline bjergarter end i tholeiiter. Resultatet er i dette diagram, at tre prøver er calc-alkaline og én er på grænsen. I forbindelse med AFM diagrammet diskuterer Miyashiro (1974) om diagrammet reelt kan bruges til diskrimination af calc-alkaline og tholeiitiske bjergarter, da den ene komponent, alkalierne, ikke nødvendigvis adskiller de to serier, da en calc-alkalin bjergart godt kan



have et lavt indhold af alkalier. Samme argument må nødvendigvis gælde figur 9.5, da opdelingen her er baseret på et A.I. (alkali indeks).

Ved feltobservationer af aflejringerne sås der betydelige mængder af pyroklastisk materiale mellem lavastrømme af hovedsageligt basaltisk andesit til andesit, hvilket indikerer at bjergarterne er calc-alkaline, da tholeiitiske bjergarter typisk er associeret med tyndtflydende strømme af basalt til basaltisk andesit og med meget lidt pyroklastisk materiale (Wilson, 1989).

Den sidste bestemmelse af bjergarterne ses i figur 9.6, en projektion fra det pseudokvartære system Ol-Cpx-Qz-Plg, som gennemskæres af silikamætningsplanet. En tholeiit vil kunne dannes ud fra en silikaundermættet smelte og en calc-alkalin bjergart dannes ud fra en silikamættet smelte, hvilket kan forekomme ved forskellig grad af opsmeltning af samme udgangsbjergart, som foreslået af Gill (1981) og Miller et al. (1992). Dog viser diagrammerne, at begge typer bjergarter (tholeiitiske og calc-alkaline) også kan dannes ud fra samme udgangssmelte (en tholeiitisk-basalt), men ved her at gennemgå forskellige differentiationsforløb (Grove & Baker, 1984; Grove & Kinzler 1986; Hamilton & Dostal, 1993; 2001). Hvis der fra det samme modermagma dannes to magmakamre, et højtliggende og et dybereliggende, så vil den højtliggende smelte udvikle sig til en tholeiit under fraktioneret krystallisation. Dette sker fordi plagioklas er den dominerende krystalliserende fase ved lave tryk, samt at magmaet fanges i reaktionspunkt A (*fig. 9.6*), hvor olivin+smelte reagerer til augit+pigeonit+plagioklas. Dette resulterer i den jernberigelse, der er typisk for tholeiiter, og først sent i udviklingsforløbet begynder magnetit at udkrystallisere og jernindholdet aftager drastisk. I det dybereliggende (>5 kbar) magmakammer vil den samme udgangssmelte, pga. det højere tryk, undgå reaktionspunktet og derfor ikke gennemgå jernberigelsen. Det der reelt sker i det dybereliggende magmakammer er, at clinopyroxenfeltet udvides og plagioklaskrystallisationen undertrykkes i forhold til clinopyroxen og olivin. Når smelten således udvikler sig uden at ende i reaktionspunktet, kan den efterfølgende bevæge sig til et højereliggende magmakammer, uden at smelten skifter karakter. Det endelige produkt bliver en calc-alkalin bjergart, og efterfølgende fraktioneret krystallisation og eventuel kontaminering vil desuden forstærke den calc-alkaline trend. I den calc-alkaline udvikling vil krystallisation af titanomagnetit begynde tidligere end i den tholeiitiske, og jernberigelsen udebliver således.

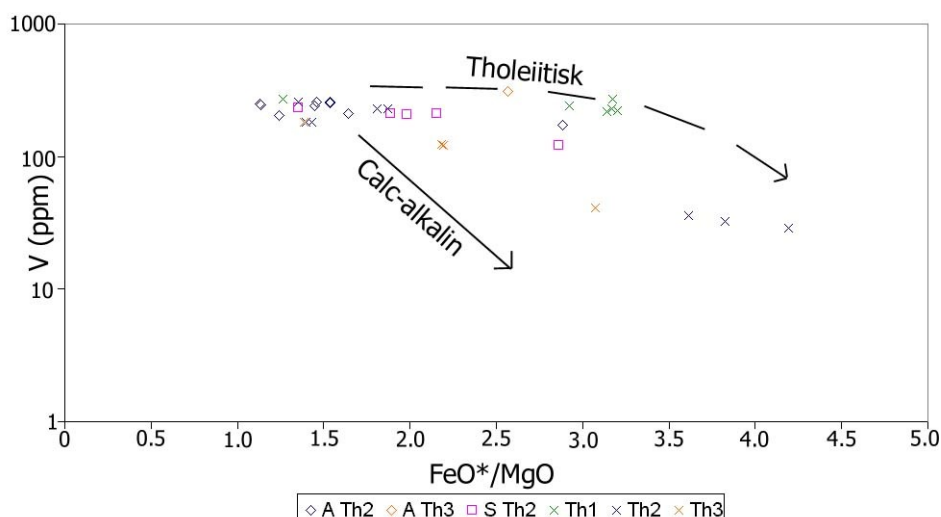
Ud over det lithostatiske tryk kan vandtryk også have indflydelse på faserne. Smelter hvor der ikke er vand til stede vil typisk udvikle sig i tholeiitisk retning, mens smelter indeholdende vand udvikler sig til calc-alkaline lavaer. En opsummering viser, at figur 9.3 giver en tholeiitisk trend; 9.4 en mild tholeiitisk; 9.5 en calc-alkalin og 9.6 viser en calc-alkalin sammensætning for bjergarterne. Ud fra

diagrammerne (*fig. 9.3-6*) ses det, at TS ikke entydigt lader sig klassificere og at komplekset ikke følger den klassiske calc-alkaline differentiationstrend, som var forventelig i dette miljø. De to klare modsætninger er Miyashiro (1974) og Grove & Baker (1984), hvor bestemmelserne ligger i hver sin ende. I figur 9.3 vises det således klart, at TS udviser en tholeiitisk trend defineret ved en relativ jernberigelse, figur 9.6 viser derimod en tydelig calc-alkalin affinitet, da den calc-alkaline udviklingstrend undgår reaktionspunkt A, og følger en faseudvikling der ligger mellem 1 atm og 10 kbar. Der er flere mulige forklaringer på, at der ses varierende trends, og disse vil blive diskuteret nedenfor.

Det kan tænkes, at fordi Santorini ligger på fortyndet skorpe, kan dette have haft indflydelse på placeringen af magmakammeret, og kan derfor give en calc-alkalin eller en tholeiitisk affinitet. Da det tidligere har været diskuteret, om afstanden til Wadati-Benioff zonen havde betydning for, om der forekom tholeiitiske eller calc-alkaline bjergarter (Dickinson, 1975). Da Santorini er den ø i den vulkanske øbue der ligger fjernest Wadati-Benioff zonen, skulle den derfor være mere calc-alkalin. Ved sammenligning med de andre øer ses dette ikke, tværtimod er Santorini den eneste ø i øbuen, hvorpå der er fundet tholeiitiske bjergarter (Pe-Piper & Piper, 2002). Det er også foreslået, at udviklingen fra tholeiitisk til calc-alkalin finder sted med tid. En ung øbue er derfor typisk tholeiitisk, mens en mere moden øbue er mere calc-alkalin for til sidst at blive shoshonitisk (Baker, 1972). Da TS kommer sent i Santorinis udvikling kunne det tænkes, at øbuen var modnet, men denne udvikling med tid kan ikke erkendes, da TS bjergarter samtidigt udviser både tholeiitisk og calc-alkalin affinitet. Det er også foreslået, at de to serier kan udvikles ud fra hver sit modermagma (Kuno, 1968; Masuda & Aoki, 1979), men denne teori understøttes ikke af TS lavaerne, da de to serier er samtidige (hvilket ville kræve to mindre, tætliggende magmakamre, der var aktive på samme tidspunkt), samt at nogle prøver er transitionelle mellem de to serier. Sidstnævnte indikerer mulighed for magmablanding, som kan skabe calc-alkaline smelter ved tilførsel af nye pulser af magma, som kan ændre på oxygenfugasiteten. Da den fundne oxygenfugasitet for TS komplekset er lav (*fig. 10.8*), giver den ifølge Miyashiro (1974) anledning til at udskyde titanomagnetits krystallisation til senere, hvilket giver en berigelse af FeO\* og TiO<sub>2</sub> i magmaet. Denne udskydelse vil resultere i en tholeiitisk serie, og indikerer at magmakammeret under TS overvejende var af tholeiitisk sammensætning. Det kan også tænkes, at ændrede karaktertræk på den subducerende slab kan give ophav til de forskellige bjergartsserier; fx uensartet kemisk sammensætning af oceanbundsskorpe og sedimenter eller ændring i vandafgivelsen. Sidstnævnte kunne forekomme hvis subduktionsraten ændres; således har Pe-Piper & Piper (2002) foreslået, at en højere

subduktionsrate kan resultere i øget tilførsel af volatiler fra slaben. Dette kunne forklare en overgang til tholeiitisk vulkanisme på Santorini, men da de to serier er samtidige på TS kan heller ikke dette forklare hele udviklingen. En helt anden mulighed beskrives af Sakuyama (1983), der viser, at blanding af to tholeiitiske magmaer kan resultere i en calc-alkalin trend. Ideen er, at en ny mafisk, tholeiitisk portion bliver tilført et differentierende tholeiitisk magma. Disse blandes, og ved processen fjernes nogle af de tidligere udkrystalliserede titanomagnetitkorn fra smelten, men samtidig bevares de Fe- og Mg-fattige plagioklaskorn; dette giver samlet en lavere  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  ratio og en mere calc-alkalin affinitet. Magnetitkornene falder ud, fordi blandingen mellem det mere viskøse magma, der bedre kan holde på magmatitkornene, og det lav-viskøse magma bevirker, at viskositeten af blandingen falder.

Hovedgrundstofferne viser i  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}^*$  og  $\text{P}_2\text{O}_5$  diagrammerne, at der både er tholeiitiske og calc-alkaline trends, mens sporgrundstoffet V (fig. 9.12) først viser en flad til svagt aftagende trend for derefter at falde hurtigt, når magnetit kommer på liquidus, altså en trend der ser tholeiitisk ud. Ved at plotte V mod  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (Miyashiro & Shido, 1975) fås noget der samlet ligner en mild tholeiitisk trend (fig. 11.2). Ved lave værdier ( $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ ) ses ingen adskillelse af de to trends blandt prøverne, adskillelsen udvikler sig først lige over 2.0. Flere af TS lavaerne følger den tholeiitiske trend, mens enkelte prøver aftager for kraftigt til at kunne tilhøre den tholeiitiske serie, men er heller ikke typisk calc-alkaline.



**Figur 11.2**

Calc-alkalin – tholeiitisk bestemmelse af TS vulkan-komplekset ved brug af V mod  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ . TS udviser en overvejende tholeiitisk trend. Et hurtigt fald tyder på en CA tendens og en meget langsom aftagende tendens er TH. Efter Miyashiro & Shido (1975).

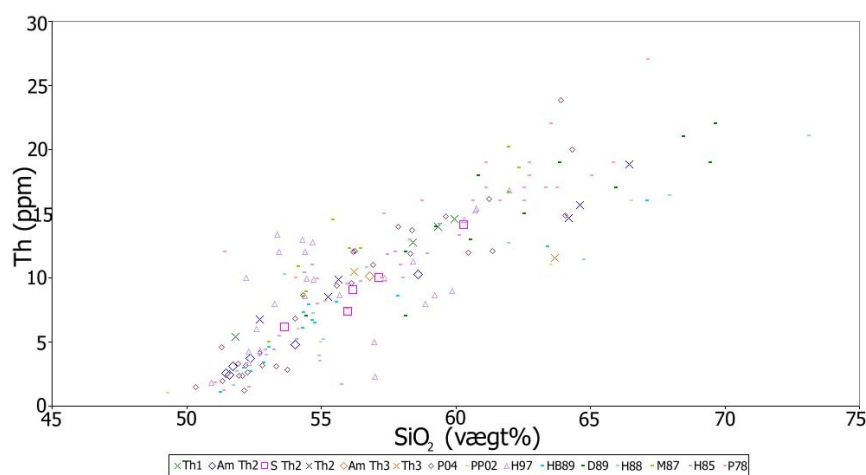
En typisk calc-alkalin udvikling giver ifølge Saunders et al. (1980) en zirkonium separation ved høje  $\text{SiO}_2$  værdier, men dette ses ikke på Santorini.

Følgende forfattere har konstateret, at bjergarterne på Santorini er calc-alkaline: Nicholls (1971), Pichler & Kussmaul (1972), Puchelt (1978b), Mann (1983), Huijismans (1985), Barton & Huijismans (1986), Mitropoulos et al. (1987), Kalogeropoulos & Paritsis (1990) og Huijismans &

Barton (1990), mens Huijsmans et al. (1988) foreslår at bjergarterne er calc-alkaline, men at der ses en udvikling mod mere tholeiitisk sammensætning med tid. Følgende forfattere har konstateret at bjergarterne på Santorini er tholeiitiske: (transitionelle; Zellmer (1998)), Druitt et al. (1999).

### 11.3.1 Tektonisk placering af Santorini

Af de tektoniske diagrammer fremgår det, at TS og resten af Santorini tilhører en vulkansk øbue (fig. 9.17 & 18) beliggende på tynd kontinentalskorpe, der mest af alt minder om en oceanbunds-korpe (fig. 9.19 & 20). I figur 9.17 & 18 bekræfter begge diagrammer det forventede, mens der i figur 9.19 & 20 er overraskelser. Figur 9.19 er delt i to diagrammer, der supplerer hinanden; i den første del af figuren plotter næsten alle bjergarterne i ånden ocean øbue feltet, mens de i anden del af figuren falder uden for alle felterne pga. et for højt Th indhold. Alle prøver med opgivne Th-værdier fra Santorini er derfor plottet, for at vise at de alle udviser samme tendens (fig. 11.3). Det ses således, at bjergarterne på Santorini ikke adskiller sig fra hinanden. Det høje Th indhold må tilskrives kilden, og variationen må skyldes, at kilden varierer over tid. I den sidste tektoniske diskriminationsfigur (9.20) indgår Th igen og figurerne viser, at Santorini ligger på grænsen mellem aktiv kontinental margin og oceanisk øbue. I det øverste diagram ses, at de andre ægæiske øer næsten alle plotter i ACM, mens de i det nederste plotter i både ACM og OA. De japanske vulkaner er taget med for at teste diagrammet, fordi Santorini plotter anderledes end forventet, og fordi de japanske vulkaner bør plotte i ACM, hvilket også ses. Diagrammet viser således, at Santorini tektonisk er beliggende på en mellemtung mellem en aktiv kontinental margin og en oceanisk øbue.



**Figur 11.3**

Th mod  $\text{SiO}_2$  for de bjergarter fra Santorini der findes data fra. Det ses, at Santorinis bjergarter har høje Th indhold.

### 11.4 Differentiationsprocesser i TS magmakammeret

De overordnede processer i udviklingen af magmakammeret har været fraktioneret krystallisation, magmablanding og kontaminering, som alle gennemgås nedenfor.

#### 11.4.1 Fraktioneret krystallisation

Fraktioneret krystallisation har været en vigtig proces i TS magmakammeret. Krystallisationsrækkefølgen er bestemt ud fra tabel 8.2 og 8.3 samt figur 8.4, desuden er der taget højde for, at der kan forekomme falske indeslutninger (*fig. 8.2*). Følgende rækkefølge er således opnået: Olivin, clinopyroxen og plagioklas efterfulgt af titanomagnetit og endelig orthopyroxen. Dette er ikke en ualmindelig krystallisationsrækkefølge for et subduktionsmiljø.

Alle prøverne er fenokrystrige og indeholder glomerokryster (*fig. 8.3*), begge dele er typiske for subduktionslavaer. Glomerokrysterne består for det meste af løst sammensatte plagioklaser og clinopyroxener med lidt titanomagnetit ind i mellem. I de mindre udviklede prøver indgår også olivin i glomerokrysterne, mens der i de mere udviklede prøver ikke er deltagelse af orthopyroxen i glomerokryster. Der findes også glomerokryster udelukkende bestående af plagioklas eller clinopyroxen. Glomerokrysterne repræsenterer dele af magmakammeret, der fx er revet med af lavaen ved udbrud, og understøtter således at fraktioneret krystallisation har fundet sted i magmakammeret. For at få et mere nøjagtigt billede af indholdet af de forskellige fenokryster, er bjergarterne blevet punkttalt. Resultatet af punkttællingen fremgår af tabel 8.1, der bl.a. viser, at de fleste bjergarter indeholder vesikler, der er en arvet karakteristisk fra magmakammeret, som vidner om afgangning. En enkelt prøve (Am 0109) har hele 31.3 vol.% vesikler, men dette er ikke overraskende, da bjergarten er en scorie. Det typiske indhold i prøverne er omkring 4 vol.%. Om vesiklerne kan det siges, at de kan indikere under hvilket tryk bjergarten er ekstruderet, jo lavere tryk desto flere og større vesikler (Sahagian & Anderson, 1989). Samtidig køler de dannede vesikler bjergarten hurtigere af (Sahagian & Proussevitch, 1996), og nogle af dem kan efterfølgende forsvinde afhængig af lavaens viskositet og aflejringstykkelse (Wilmoth & Walker, 1993). Langt de fleste vesikler i bjergarterne er stadig tomme, men enkelte er blevet til amygduler. Når resultaterne fra punkttællingen plottes, ses negativ korrelation mellem olivin og SiO<sub>2</sub>, hvilket er at forvente ved differentiation (*fig. 8.1*). Af tabellen (8.1) fremgår det desuden, at der er flere fenokryster i basalterne og de basaltiske andesiter end i andesiterne og daciterne. Alle bjergarterne fra TS komplekset udviser ensartet karakteristisk inden for de enkelte bjergartstyper fra de tre lokaliteter, så på baggrund af den petrografiske undersøgelse kan det heller ikke afvises, at der er tale om et sammenhængende vulkankompleks.



De dominerende normalt zonerede plagioklaser antyder, at TS har gennemgået almindelig fraktioneret krystallisation (*fig. 10.2*). For yderligere at teste om fraktioneret krystallisation var en vigtig proces for TS vulkankomplekset, anvendtes de mindste kvadraters metode (afsnit 10.6 & app. H-I). Resultatet af testen var, at fraktioneret krystallisation kan beskrive udviklingen af øverste trend i  $\text{TiO}_2$  i figur 9.7 (serie 2 - Th2 og S2), fra den mest primitive basalt (repræsenteret ved Am 0004) fra TS vulkanen til den mest udviklede dacit (repræsenteret ved Tc 0011). Modellering af den nederste trend i  $\text{TiO}_2$  i figur 9.7 viser derimod, at fraktioneret krystallisation ikke entydigt kan beskrive udviklingen (app H-I). Den nederste trend er således ikke så overbevisende som den øverste trend, og giver ikke en lige så god værdi for udviklingen fra basalt til dacit (0.83 for den øverste mod 1.71 for en nederste, denne værdi skulle helst være under én), og derfor må andre processer end fraktioneret krystallisation have spillet ind i udviklingen af den nederste trend.

Til udregning af de mindste kvadraters metode er den øverste trends prøverne udvalgt, så de følger den øverste trend i  $\text{TiO}_2$ . Dog var der et interval, hvor der manglede en værdi, men her anvendtes i stedet en interpoleret værdi fra to prøver der kom fra andre serier, men som havde den samme  $\text{SiO}_2$  værdi. De to intervaller der berøres af denne kombinerede lava giver begge resultater under 0.10, og må derfor siges at være i orden. Hvis man i stedet for at interpolere anvender hver af disse to punkter i beregningen, resulterer dette i større krystallisation i området fra basalt til dacit, og sikkerheden på beregningen bliver mindre. Dette viser vigtigheden af at vælge prøver, der tilhører den udvalgte udbrudsserie.

Grunden til at den mest primitive basalt fra TS vulkanen vælges som repræsentant for udgangsmagmaet er, at den eksisterer fysisk, samt at der er data fra den. Man kunne også vælge at regne tilbage til en tænkt mulig udgangsbjergart, men den er i bedste tilfælde et gæt, mens Am 0004 udmærket viser, at resten af bjergarterne i den øverste trend kan fraktioneres fra den. Den mængde der skal udkrystallisere af et basaltisk udgangsmagma er mindre i dette studie end i tidligere udregninger (tabel 10.1), dog ligger tallene tæt på hinanden. Der skal tages højde for, at sammensætningen af den basaltiske udgangsbjergart i de forskellige studier kan være meget forskellig. De grundstoffer der gav de bedste resultater i modelleringen var Si, Mg og Mn, mens de resterende hovedgrundstoffer i et eller andet interval var vanskeligere at modellere. Fx er K ikke nem at modellere i det første interval og P i det sidste.

Der er forskel på de observerede sammensætninger (tabel 8.1) og de beregnede sammensætninger af de afledte bjergarter (app. G-I). Det er i sig selv ikke overraskende, da punkttællingen viser volumen af de forskellige mineraler og ikke massen, som de mindste kvadraters metode gør. Et

andet problem opstår, fordi massebalancen er baseret på perfekt fraktioneret krystallisation, hvilket ikke ses i slibene, da de indeholder en stor mængde af krystaller med zoneringer. Det der ses i petrografen er slutbjergarten, plus nogle af de mineraler der skulle være fraktioneret væk samt nogle enkelte nye. Den forskel der observeres mellem de to metoder, kan desuden tænkes at komme fra et tilskud af mineraler ved blanding af magmaer, eller fordi mineraler kan være tabt fra kammeret ved tyndekraftens hjælp. Sådanne mekanismer vil resultere i en forskel mellem det observerede og det beregnede. Forskellen mellem det observerede og det beregnede er ikke større, end at det med sikkerhed kan fastslås, at fraktioneret krystallisation spiller hovedrollen i differentieringen af de bjergarter fra Th2, der følger den øverst trend i  $TiO_2$  i figur 9.7. Endnu et bevis for at fraktioneret krystallisation har fundet sted, er tilstedeværelsen af gabbro noder, som er blevet bragt op af flere lavaer på Santorini. Gabbro noderne er blevet undersøgt af Druitt et al. (1999) og understøtter af fraktioneret krystallisation er hoved-differentiationsprocessen på Santorini.

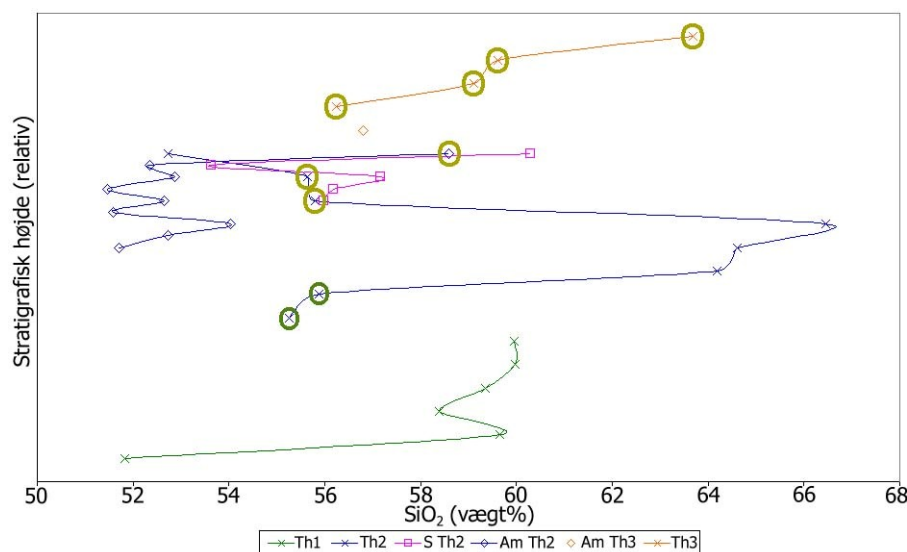
De individuelle fraktionerede mineraler giver flere systematiske trends i det observerede sammensætningsområde (basalt til dacit) for TS vulkanen: Plagioklaserne bliver mere Ab og K rige med fremskridende magmatisk udvikling (fig. 10.2). Den oscillatoriske zonerings der ses i plagioklaserne (fig. 8.3) kan være et resultat af at  $P_{H_2O}$  har varieret under dannelsen af krystallen (Hall, 1996). Clinopyroxen viser en trend med Ca-forarmning og jernberigelse med udvikling (fig. 10.4). Clinopyroxener i basalt, andesit og dacit er augit, mens de i basaltisk andesit er augit+diopsid. Orthopyroxener bliver mere jernholdige med udviklingen. Olivin er til stede som fenokryster i de mindre udviklede bjergarter, og Fo indholdet bliver mindre med udviklingen, hvilket vil sige, at der sker en jernberigelse. Det forventes, at olivin i grundmassen er mere Fa rig end fenokrysterne pga. den lavere temperatur når førstnævnte udkrystalliserer. Variationerne i Fo indholdet i bjergarter indeholdende olivin kan vidne om fraktioneret krystallisation, magmablanding og muligvis lidt kontaminering (Huijsmans & Barton, 1989). Fx kan mere Fo rige oliviner forekomme sammen med mindre Fo rige krystaller, hvis et primitivt magma blandes med et mere udviklet magma. For alle tre udbrudscentre gælder det, at Fo indholdet falder med magmatisk udvikling, mens at det indenfor de enkelte bjergartstyper er ensartet. Olivinindhold og sammensætning overlapper og følger samme udvikling i de tre centre. At der i nogle tilfælde ses olivin i de mest udviklede prøver kan forklares med, at olivin kan være en levning fra et tidligere magma. Det kan derfor overordnet konkluderes for hele TS vulkanfeltet, at orthopyroxen overtager fra olivin i andesit og dacit, hvilket også er observeret af Nicholls (1971) og af Huijsmans (1985), og dette er således gældende for hele det nordlige vulkanfelt.

Titanomagnetit er den eneste opakke fase i TS komplekset, og der er observeret mere opakt materiale i Thirassia prøverne end i dem fra Ammoudi og Skaros.

Krystallisationstemperaturen for TS er forsøgt bestemt ved hjælp af de forskellige mineralfaser. De forskellige metoder, der kan anvendes til at fastslå krystallisationstemperatur med, giver resultater med et vist spænd i mellem. Dette spænd giver muligvis et billede af det virkelige krystallisationsområde for TS vulkanen. Begyndende krystallisation af olivin ved 1150 °C (afsnit 10.5.1 og *fig. 10.7*) efterfølges af pyroxen ved 1068 °C (afsnit 10.5.2). På trods af at der ikke er bestemt temperatur på plagioklas tænkes de at krystallisere efterfølgende, og til slut krystalliserer jern-titaniumoxiderne ved 750 °C (afsnit 10.5.3). Ved at kombinere pyroxen og titanomagnetit fås et mere nøjagtigt geotermometer for bjergarten som ligger i intervallet fra 730 – 927 °C. De fundne temperaturer er i overensstemmelse med andre studier fra Santorini. Der ses dog ingen sammenhæng mellem bjergartstype og temperatur som observeret af Huijismans (1985), men pga. usikkerheden kan det ikke afvises, at en sådan eksisterer. Bjergarterne kan også være dannet under forskellige tryk og vandindhold, hvilket har indflydelse på krystallisationstemperaturen.

Der er også udført normativ CIPW beregning, hvoraf det kan konstateres, at TS vulkankompleksets lavaer alle er hypersten- og kvartsnormative. Som det fremgår af app. D-I og D-III, er jernkorrektionen i normberegningen vigtigere end usikkerheden på hovedgrundstofferne, og den korrektionsratio ( $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ ) der vælges, har derfor stor betydning for udfaldet af beregningen. Det valgte lave korrektionstal understøttes af, at den fundne oxygenfugasitet for komplekset ligeledes er lav (*fig. 10.8*), da en lav iltfugasitet vil resultere i en mindre ratio. Oxygenfugasiteten i TS komplekset er i dette studie bestemt til en enhed under QFM bufferen, hvilket er lavere end verdensgennemsnittet for subduktionszoner (Hall, 1996), der ligger omkring QFM bufferen. Til sidstnævnte bør et større korrektionstal som fx 0.3 fra Gill (1981) desuden anvendes. I TS magmakammeret er der altså mere reducerende forhold end i den gennemsnitlige subduktionszone (afsnit 11.3). Tallet er lavere end tidligere beregnede værdier (Huijismans (1985), Mitropoulos & Tarney (1992)), som ligger lige over QFM bufferen. En del af forklaringen på de lidt forskellige tal er, at de programmer der bruges til at bestemme oxygenfugasiteten ikke er de samme, samt at der anvendes forskellige udregningsmetoder.

I de fleste Harkerdiagrammer ses en udvikling med stigende  $\text{SiO}_2$ , men i ganske få ses som nævnt flere trends. De geokemiske variationer i hovedgrundstofferne kan hovedsagelige relateres til bjergartstyperne, fx har basalt et lavt indhold af  $\text{K}_2\text{O}$  og højt indhold af  $\text{MgO}$ , i modsætning til de mere udviklede.  $\text{SiO}_2$  indholdet for hele TS komplekset varierer fra 51.46 til 66.45 vægt% (*fig. 11.4*).

**Figur 11.4**

SiO<sub>2</sub> mod stratigrafisk højde (relativ) for de tre områder. Konstrueret ud fra figur 6.4 og app. C-I. Cirkler er beskrevet i teksten og har betydning for figur 11.5.

Af figuren ses, at de ældste lavaer fra enheden Th1 begynder ved 52 vægt% og stiger til ca. 60 vægt%. I den mellemste sekvens (Th2+S Th2) er alle tre lokaliteter repræsenteret; på Thirassia begyndes i 55 vægt% SiO<sub>2</sub> som stiger til 66 vægt% og igen falder til 53 vægt%; Skaros starter i 56 vægt% stiger til 57 vægt% efterfulgt af et fald til 54 vægt% for igen at stige til 60 vægt% og i Ammoudi ser lavaerne ud til at repræsentere en udbrudsserie begyndende i 52 vægt%, stigende til 54 vægt%, svingende omkring 53 vægt% for endelig at slutte i det andet røde scorielag med 59 vægt% inden Th3 aflejres i Ammoudi med 57 vægt% SiO<sub>2</sub>. De yngste lavaer fra Th3 begynder i 56 vægt% på Thirassia og slutter i 60 vægt% SiO<sub>2</sub>. Der ses sammenfald af SiO<sub>2</sub> vægt% værdier med den stratigrafiske højde, og da det kun er i Th2, at de tre lokaliteter er repræsenteret, er det det eneste område med sammenfald. I bunden af Th2 er der således samtidigt udsving i Am og Th og det samme ses i Am og S i toppen af lagpakken. Dette bevirker, at det ser ud som om de hører sammen, men da tiden er relativ, er det mere sandsynligt, at det er tilfældigt, at der ses en sammenhæng.

I TiO<sub>2</sub> diagrammet (fig. 9.7) kan trend 1 (øverst) tænkes at vise en sen krystallisation af jern-titanium oxider, mens trend 2 (nederst) kan repræsentere kontinuerlig fraktioneret krystallisation af jern-titanium oxider eller magmablanding. Det overordnede lave TiO<sub>2</sub> indhold af hele suiten er karakteristisk for bjergarter erupteret langs en konvergent plade grænse (Gill, 1981). FeO\* og TiO<sub>2</sub> skal i plot imod SiO<sub>2</sub> aftage hvis suiten er calc-alkalin, mens de stiger og sidenhen falder hvis suiten er tholeiitisk. FeO\* minder i udviklingsforløb om TiO<sub>2</sub>, hvor de to overordnede tendenser kan forklares ved forskellig grad af bortfraktionering af olivin, pyroxen og jern-titaniumoxider. Kurven i Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> viser aktiviteten af plagioklas, MnO reagerer først under fraktionering af orthopyroxen, mens MgO falder som følge af fraktionering af olivin og pyroxen. CaO udviser et fald, der stammer fra bortfraktionering af plagioklas og pyroxen, og Na<sub>2</sub>O viser en hyperbel, da plagioklas optager mere og mere af dette grundstof med udviklingen. K<sub>2</sub>O stiger fordi K er inkompatibel i dette miljø og

således ophobes. Der ses stor variation i  $K_2O$  indholdet, hvilket kan skyldes, at magmaet er blevet kontamineret.  $P_2O_5$  har et knæk i kurven, der kan forklares ved krystallisation af apatit, der optager meget fosfor, der er dog ikke fundet apatit i nogen prøver fra TS, men Huijsmans (1985) fandt apatit i nogle af sine mest udviklede prøver. Ifølge Gill (1981) får en calc-alkalin trend  $P_2O_5$  til at flade ud eller falde, hvilket altså ikke observeres i de studerede prøver.

De ægte overgangsmetaller (*fig. 9.12*) er alle kompatible, mens Ga er inkompatibel. Sc falder under fraktionering af pyroxen, mens V falder ved fraktionering af titanomagnetit. I sidstnævnte diagram ses ligeledes to trends, den ene er således defineret ved en faldende linie gennem diagrammet og udviser en tilsyneladende calc-alkalin trend, mens den anden trend udviser en flad linie fra 52-60 vægt%  $SiO_2$ , inden den knækker og udviser en mere tholeiitisk trend. Cr falder som følge af bortfraktionering af clinopyroxen og spinel, Co falder under bortfraktionering af olivin, Ni falder ved fraktionering af olivin, pyroxen og titanomagnetit og Cu stiger lidt inden den falder som følge af, at clinopyroxenen augit begynder at bortfraktionere. Zn falder ved fraktionering af titanomagnetit, og udviser en overordnet aftagende calc-alkalin trend (Bailey, 1991). Udover denne trend anes også den tholeiitiske, der stiger for senere at falde. Ga stiger ganske svagt, fordi dens fordelingskoefficient i plagioklas, pyroxen og titanomagnetit er lille.

#### 11.4.2 Magmablanding

I petrografen er fundet følgende træk, der indikerer uligevægt mellem smelte og mineral: Reaktionsteksturer; bimodale fenokrystpopulationer af plagioklas, clinopyroxen, olivin samt muligvis også titanomagnetit; coeksistensen af normalt-, reverst- og uzonerede krystaller; mineralers resorptionsteksturer (spongy og sieve) og koronaer samt knækkede krystaller. Alle sammen er træk, der antyder gentagne episoder af blanding af magmaer. Denne blanding af mere udviklede magmaer med mindre udviklede magmaer tænkes at have fundet sted i overfladenære magmakamre.

I figur 9.7 og 9.12 antydes magmablanding i trend 2, som er den calc-alkaline suite. At det overhovedet er muligt at blande et basaltisk og et dacitisk magma, er vist af Kouchi & Sunagawa (1985). De blandede eksperimentelt de to magmaer og resultatet heraf blev et homogent andesitisk magma. Tilstedeværelse af større fenokryster ( $>0.5$  mm) gjorde selve blandingsprocessen mere effektiv, og derfor må det forventes, at magmablanding også kan ske naturligt (Kouchi & Sunagawa, 1985).

Ved hjælp af Crystal Size Distribution (CSD) ville det yderligere kunne anskueliggøres, om der har været magmablanding eller ej. Der er i dette studie ikke lavet nogle undersøgelser af CSD, da der ikke foreligger muligheder for at undersøge dette på Geologisk Institut, men Higgins (1996) anvendte metoden til at påvise at magmablanding havde fundet sted i Kameni lavaerne. Til CSD anvendes en grafisk fremstilling af de fundne fenokryststørrelser, og magmablandingen vil i de tilhørende diagrammer kunne ses som en ændring i hældningskoefficienten i form af et knæk eller usædvanlige uregelmæssigheder i hældningskoefficienten (Marsh, 1988). Hvis to magmaer med ens CSD blandes, vil dette ikke umiddelbart kunne afsløres ved metoden, men hvis det mistænkes, at magmablanding har fundet sted, kan den samme lavastrøm eksempelvis undersøges flere steder langt fra hinanden. Hvis den viser sig at være et resultat af magmablanding, kan dette ses således erkendes ved små forskelle i hældningskoefficienten, hvilket ifølge Marsh (1988) er det bedste bevis for at magmablanding har fundet sted. Magmablanding i vulkanske produkter fra Santorini er tidligere konstateret ved studier af zonerede plagioklaser af Stamatelopoulos-Seymour et al. (1990). Kalogeropoulos & Paritsis (1990) og Druitt et al. (1999) har foreslået at magmablanding var en vigtig differentiationsprocess ved opblanding af udviklet magma med mafisk smelte. Huijsmans & Barton (1989) foreslog derudover, at magmablanding gav ophav til en berigelse af de inkompatible grundstoffer.

Ud af de 33 prøver der er undersøgt er der kun fem prøver fra Ammoudi der ikke direkte viser tegn på magmablanding (tabel 8.2). Altså vises der tegn på magmablanding i begge trends.

Konklusionen er, at TS lavaerne stammer fra et overvejende tholeiitisk magma, og at de udviser en mild tholeiitisk affinitet, fordi de er dannet i et ikke helt overfladenært magmakammer, samt at de calc-alkaline træk der ses, er opstået som følge af magmablanding (*fig. 9.7*) af tholeiitiske magmaer.

#### 11.4.3 Kontaminering

Smelter kan desuden kontamineres med tidligere krystalliserede bjergarter, som kan komme fra loft, sidevægge, føderør osv. Disse ses i form af xenolither i bjergarterne og er observeret i Sk 0001, Tr 0015 og Tr 0018. Mekanisk kontaminering med xenolither, såvel fra tidligere faser som af mere udviklet karakter, findes i de mere primitive prøver, og tænkes at indikere tyngdekraftsnedfald af krystaller fra et delt magmakammer eller stammer muligvis fra blanding. Dette ses i olivin-krystallernes varierende  $F_0$  indhold (afsnit 10.3; 10.5.1 & app. G). I alt blev der i de hjemtagne prøver med sikkerhed observeret otte xenolither, hvoraf de fem var næsten i ligevægt med smelten, da de indeholdt de samme mineraler. De sidste tre xenolither er mere primitive end den bjergart de



opholder sig i (én i Tr 0015 og to i Tr 0018), og kan enten være en rest af samme magmakammer, der blot sidenhen har udviklet sig, eller en rest fra et tidligere magmakammer.

Det er derimod vanskeligt at afgøre, om der er tale om fenokryster eller xenokryster, fx har de fleste oliviner reaktionsrande og er afrundede, så disse kunne faktisk være xenokryster. Er der i stedet tale om euhedrale krystaller, må de til gengæld nødvendigvis være ægte fenokryster.

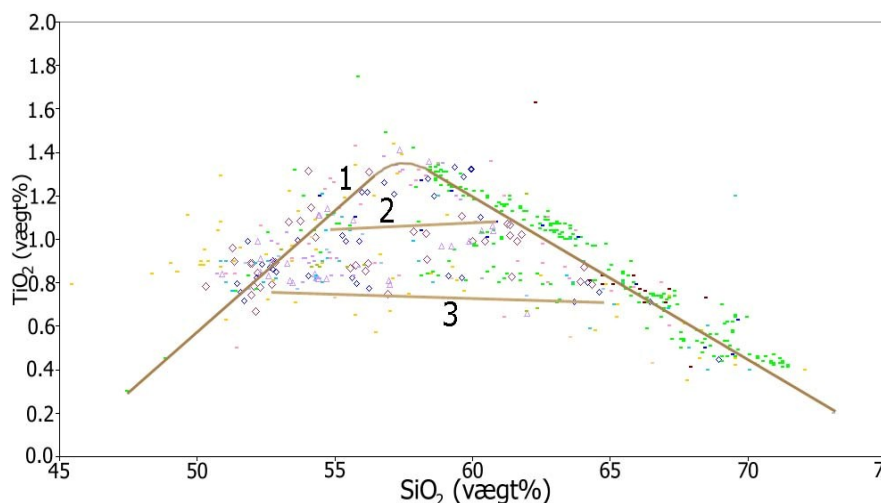
Kontaminering med sidestenen sker utvivlsomt også, da man ikke kan have et magmakammer, der er isoleret totalt fra omgivelserne. Sidestenen kan derfor smelte delvis op og iblandes magmaet. En sådan kontaminering vil betyde, at magmaet bliver rigere på  $\text{SiO}_2$  og får en mere calc-alkalin sammensætning, samtidigt med at det forurenes med forskellige sporgrundstoffer. I dette speciale var det ikke muligt at vurdere kontamineringens karakter, da isotopstudier lå uden for dets rammer, men Huijsmans et al. (1988) har vist, at kontaminering har været vigtig i udviklingen af Santorinis lavaer.

#### 11.4.4 Magmakammermodel

På basis af petrologiske og mineralogiske data konkluderes det, at Thirassia-Skaros lavaerne hovedsagelig er dannet som resultat af fraktioneret krystallisation, men at der har været episoder med magmablanding og givetvis lidt kontaminering.

På baggrund af dette studie foreslås det, at TS magmaet startede i et overfladenært magmakammer med tholeiitisk affinitet (*fig. 11.5a*), da alle Th1 lavaerne er tholeiitiske (*fig. 11.5b1*). Dette tholeiitiske magmakammer udvikledes ved fraktioneret krystallisation af de observerede fenokryster. Sidenhen har nyt mafisk, tholeiitisk magma trængt frem til magmakammeret (*fig. 11.5b2*), og denne proces tænkes at være sket fortløbende. Herefter blandedes de to magmaer, den svage calc-alkaline affinitet opstod, og magmaet differentierede efterfølgende yderligere. I Th2 er Skaros tholeiitisk, mens Ammoudi og Thirassia begge udviser både tholeiitiske og svagt calc-alkaline tendenser (*fig. 11.5b3*). Th3 i Ammoudi er tholeiitisk, mens denne på Thirassia er svagt calc-alkalin (*fig. 11.5b4*). Fra Ammoudi og Thirassia er der prøver der indeholder <53 eller >63 vægt%  $\text{SiO}_2$ , og som derfor ikke kan siges at tilhøre den ene eller anden serie (*fig. 11.5a*). Tilhørsforhold til den calc-alkaline og tholeiitiske udviklingstrend er derfor angivet i figur 11.4 for prøver, der ligger indenfor førnævnte interval. Således er prøver uden markering tholeiitiske (alle serier), dem markeret med mørkegrøn cirkel er calc-alkaline (tilhørende trend 2) og prøver markeret med en mørkegul cirkel er også calc-alkaline (tilhørende trend 3). Da der også plotter prøver i området mellem trend 2 og 3, tænkes disse trends at være de ydre grænser af et magmablandingsområde. Det fremgår af figur 11.4 at tholeiitiske og svagt calc-alkaline prøver er

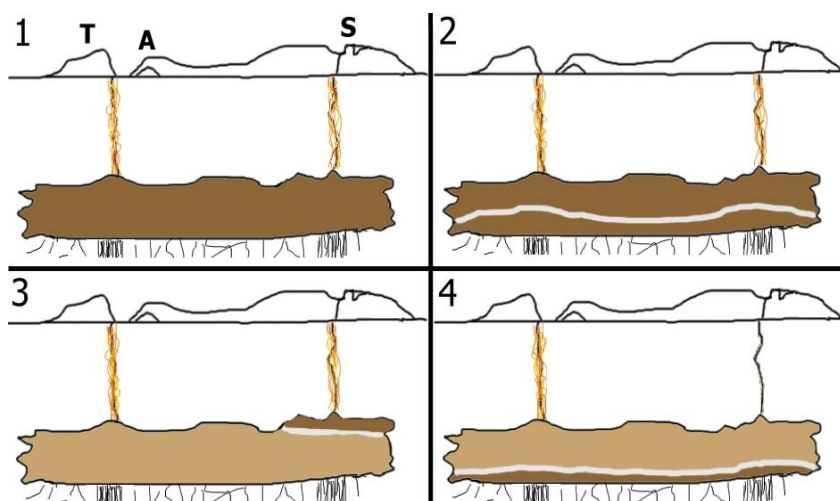
blandet mellem hinanden i tid, samt på den vestlige del af vulkanen. Det viser sig, at den østlige del af vulkanen (Skaros) udelukkende er tholeiitisk og det samme gælder hele Th1, mens det meste af Th3 er domineret af magmablanding. Prøver fra Ammoudi og Thirassia fra serie Th2 viser at fraktioneret krystallisation og magmablanding har fundet sted samtidigt.



**Figur 11.5 a&b**

Foreslået magmakammermodel for TS komplekset baseret på resultater fra dette studie. Øverst (a) ses  $\text{TiO}_2$  mod  $\text{SiO}_2$ , hvor den tholeiitiske trend er angivet med mørkebrun (1) og er umarkeret i figur 11.4. De lysebrune, mere vandrette linier, indikerer grænserne for magmablanding (2 & 3) og indrammer området med mere calc-alkalin affinitet. Trend 2 er angivet med mørkegrønne cirkler i figur 11.4, mens trend 3 er vist med syv mørkegrønne cirkler. Signaturer som i figur 9.1.

Nederst (b) ses en magmakammermodel, der støtter sig til de observerede petrografiske og geokemiske beviser. Modellen viser øverst et tværsnit af Santorini som øen ser ud i dag, set fra midten af calderaen mod nord. I rude 1 i modellen ses et tholeiitisk magma (angivet med mørkebrun linie i figuren ovenfor), i rude 2 ses det samme magma, blot udviklet, hvori der blandes et nyt mafisk tholeiitisk magma. Denne blanding giver ophav til den calc-alkaline affinitet, som er vist i rude 3 (området mellem de lysebrune linier på figuren ovenfor). Da processen sker fortløbende, resulterer det i prøver beliggende i et område imellem de primitive og udviklede lavaer, der definerer den tholeiitiske trend. Rude 4 viser at et nyt tholeiitisk magma er trængt frem og blandes med det eksisterende magma. A-Ammoudi, S-Skaros og T-Thirassia.



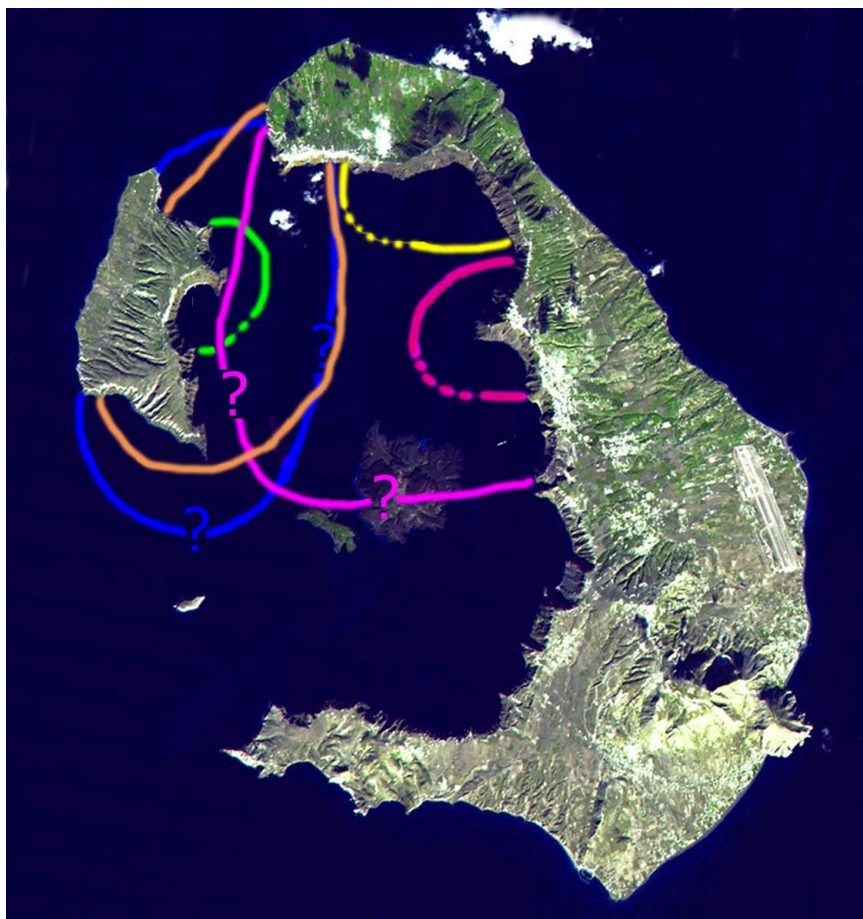
## 11.5 Thirassia-Skaros vulkankomplekset

Dette studie viser at Thirassia-Skaros (TS) vulkankomplekset muligvis har været den største vulkan på Santorini med sine ca. 40 km<sup>2</sup>, derfor er det vigtigt at forstå dens opbygning, udbredelse og delvise forsvinden.

### 11.5.1 Dannelsen af Thirassia-Skaros vulkankomplekset

Den første eruption fra TS vulkankomplekset kom fra vulkanen Simandiri på Thirassia (enhed Th1, figur 6.1). Dette var en begrænset lokal vulkan (fig. 11.6), den begyndte under vandet og byggede sig op omgivet af vand for mindst 85 ka siden. Omtrent samtidigt erupterede hovedkrateret første gang på Skaros. Også denne vulkan startede under vandet, og dannede enhed S1, der var en afgræn-

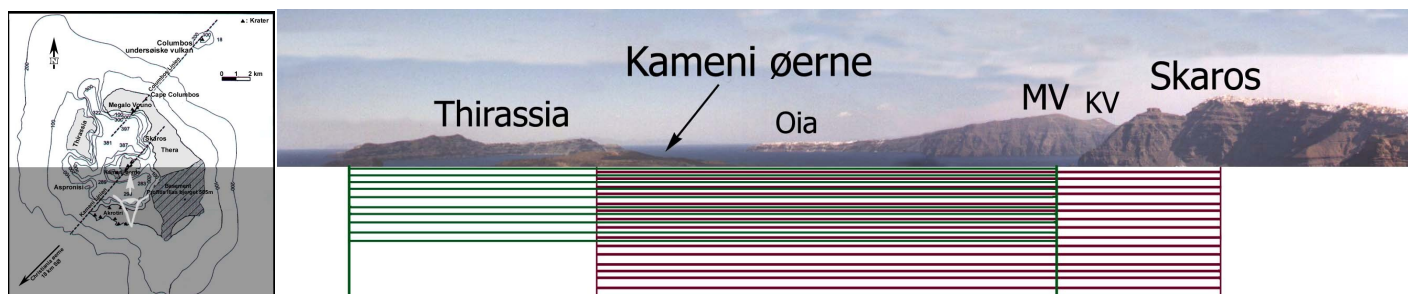
set vulkan med MPI mod nord og TPF mod syd og øst. Mod vest ud for Skaros var der stadig hav. De to kratre lå på hver sin linie; med Simandiri på Columboslinien og Skaros på Kamenilinen (*fig. 11.7*). De to vulkaner var ikke så store volumenmæssigt og nåede ikke at vokse sammen. Dette var dog forspillet til dannelsen af det store TS kompleks. Her indtraf imidlertid den anden calderadannelse og dele af Simandiri og Skaros ødelagdes og bortsprængtes (Kann & Petersen, 2003), og US1 & 2 aflejredes. Da den indledende fase var overstået tog hovedkrateret fra Skaros over og producerede en mængde lavastrømme, der dækkede den nuværende nordlige caldera. Denne enheden var S2 fra Skaros (*fig. 6.9*), som er petrografisk og kemisk lig med enhed Th2, og begge repræsenterer produkter fra samme vulkan. Th2 er således blot navngivningen af S2 enheden i Ammoudi (*fig. 6.2 & 3*) og på Thirassia (*fig. 6.6 & 7*).



**Figur 11.6** Model af TS vulkankomplekset. Med grøn ses Th1 og med mørk pink S1. Th2 ses ved Skaros i pink og er angivet med blå for Thirassia og Ammoudi. Th3 vist med orange. Udbredelsen af vulkanerne er baseret på feltobservationer, derfor opstår der usikre grænser, som er markeret med ?, da disse ikke findes i dag. De stiplede linier indikerer, at dele af disse vulkaner er bortsprængt i forbindelse med den anden calderadannelse. Den foreslåede udbredelse er TS vulkankompleksets maksimale udbredelse, tegnet ovenpå et billede af øen som den ser ud idag, hvor det meste er sprængt væk. Satellitbilledet er fra NASA/GSFC/METI/ERSDAC/JAROS, and U.S./Japan ASTER Science Team.

Ammoudis lavaer kom fra et flankekrater på Columboslinien, og det samme gjorde aflejringerne på Thirassia. Hele landskabet var meget varieret; højt og fladt ved Skaros, men meget ondulerende ved vestflanken på Thirassia. Mod øst og nord var der noget at løbe op imod, mens de andre to retninger var fri. Mod syd vides det ikke hvad der skete, da dette område er sprængt helt væk (både af US1&2, Cape Riva samt den Minoiske eksplosion), og det kan således ikke, som figur 5.2 viser,

fastslås at der lå vulkaner mod syd. Th2 (S2) efterfulgtes af Th3, der var den sidste enhed fra Thirassia vulkanen, hvis eruptionscenter fandtes på Skaros vulkanens vestflanke. Th3 enheden består af lavastrømme, scorie, domer, aske og ignimbritter (*fig. 6.7 & 8*). Her var der ikke noget decideret hovedkrater, men det tænkes at aktiviteten stammer fra flere mindre kratre.



**Figur 11.7** De to tektoniske lineamenter der bliver anvendt af opvældende lava; Columbos og Kameni. Figuren til venstre (modifikation af *fig. 4.1*) viser hvordan billedet til højre skal ses: Der ses fra syd mod nord i et plan, der har skåret øen over øst-vest. På figuren til højre ses ind i planet, hvorledes de to linier er beliggende under Santorini. Den grønne er Columboslinien (gående fra Thirassia til Megalo Vouno og Kokkino Vouno), og den røde er Kamenilinien (gående fra Kameni til Skaros).

I figur 5.2 ses Thirassia domekomplekset at være løbet hen over toppen på Skaros skjoldet, hvilket der ikke er set belæg for, da førstnævnte kompleks var lavere. Det er derfor mere sandsynligt, at strømmene er løbet rundt om Skaros skjoldet under 300 moh kurven, hvilket stemmer bedre overens med de højder, der ses i dag. Thirassia-Skaros vulkanen sluttede af med den meget voldsomme eruption af Cape Riva ignimbriten, der i dag kan findes aflejringer af i hele det nordlige område. Cape Riva og T6 fra Skaros er således samme enhed. Calderadannelsen fra TS vulkanen endte med at sprænge det meste af de nordlige vulkaner væk, og aske fra udbruddet kan ses så langt væk som i Marmarahavet, hvilket antyder, at eksplosionen har været af ganske betydelig størrelse. TS komplekset ophørte som følge heraf med at eksistere for 22 ka siden, og efterfølgende har den Minoiske eksplosion bortsprængt endnu større dele af de nordlige vulkaner.

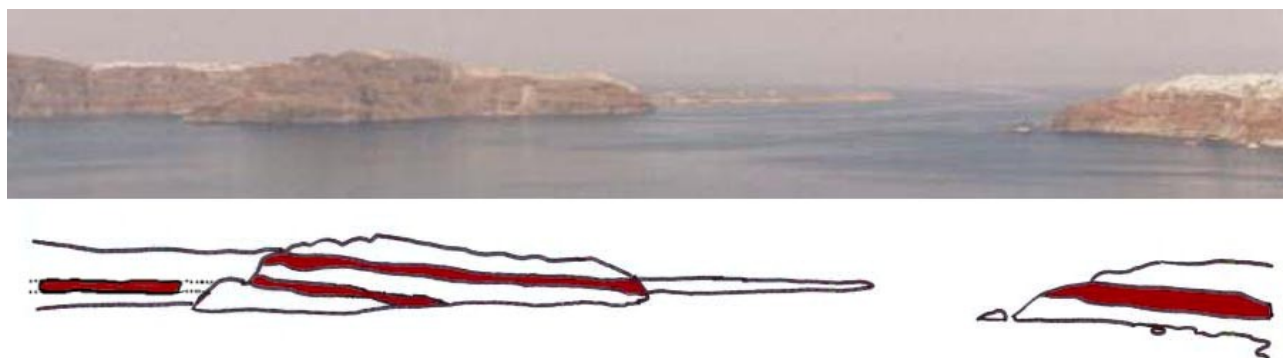
I figur 4.2 ses enhed T5, der forekommer inden Th1, mellem Th1 og Th2 og mellem Th2 og Th3, samt at den forekommer på de andre vulkaner på andre tidspunkter. Der kan således umuligt være tale om samme enhed, og derfor er enheden kun troværdig første gang den forekommer på Thira.

I dag er der ingen kontakt at se mellem Thirassia, Ammoudi og Skaros, de tre resterende vulkanbygninger af TS vulkankomplekset. I figur 5.1 indikeres det, at flere af TS lavaerne er løbet ud over kanten på de daværende vulkaner, og at de i dag ikke har forbindelse til det oprindelige kompleks. Thirassia-Skaros vulkanen er afgrænset mod syd til Thirassias sydspids, og mod nord synes den begrænset til Cape Tinó på Thirassia og Ammoudi på Thera. På Thirassia findes én sammenhængende serie, nemlig de koncentrisk afkølede lavastrømme (*fig. 6.5*), men dominerende

er dog de enlige lavastrømme adskilt af pyroklastisk materiale. Det modsatte ses på Skaros, hvor der hovedsageligt er aflejret næsten vandrette lavaserier med meget mindre pyroklastisk materiale mellem strømmene, og det hele ser meget sammenhængende ud. Skaros udgør den østlige grænse af komplekset, der mod nord støder op til en forkastning til MPI vulkanen, og mod syd støder den op til TPF, ligeledes ved et par forkastninger. Ammoudi minder i aflejringsform mest om Skaros, ved at være domineret af en lavaserie, men er alligevel tæt knyttet til Thirassia, da det andet og øverste røde scorielag er det samme på både Thirassia og Ammoudi (fig. 11.8 & 6.1 & 3;4;6;7). Øst for Ammoudi findes der desuden endnu en aflejring fra Ammoudi flankevulkanen, denne ligger oven på MV, og tilhører Th3.

Om nogle af lavaerne på hver sin side af sundet mellem Thirassia og Ammoudi kunne være de samme, er ganske svært at afgøre. De lavaer der umiddelbart kunne tænkes at være de samme, er de der grænser op til det andet røde scorielag. I Ammoudi er der imidlertid et stykke op fra Am 0008 til undersiden af det andet røde scorielag, mens Tr 0014 på Thirassia rører undersiden af laget. Over det andet røde scorielag ligger Am 0010 i Ammoudi lige oven på laget, dog ses der erosion i toppen af det røde scorielag inden Am 0010 er aflejret på den. Tr 0015 der også ligger lige oven på det andet scorie lag på Thirassia, er derimod aflejret uden at der har været erosion i scorielaget. Disse bjergarters geokemi er derfor sammenlignet, og på trods af, at geokemien overordnet er meget ensartet for prøverne, ses det tydeligt, at der ikke er tale om de samme prøver.

Det er desuden vanskeligt at afgøre ud fra feltobservationer, hvor Skaros lavaerne ligger i eruptionssekvensen i forhold til Thirassia og Ammoudi, men det kunne antages pga. lighed i udseende, at Skaros ligesom Ammoudi tilhører Th2 sekvensen. Dette kan ikke yderligere underbygges, da den anden røde markør mangler på Skaros.

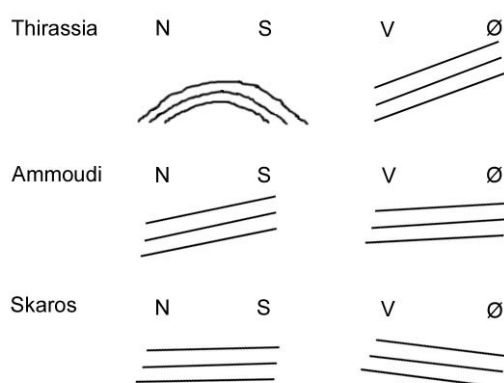


**Figur 11.8** Sundet mellem Thirassia og Ammoudi med fokus på de røde scorie markørlag. Øverst foto, nederst stregtegning med markering af de røde lag. I Ammoudi, til højre, ses det andet røde scorielag, som ligger øverst på Thirassia. På Thirassia, til venstre i billedet, ses begge røde lag, inde i den centrale del af Corfos bugten ses dog kun det nederste røde scorielag.



### 11.5.2 Vulkanernes placering i Thirassia-Skaros komplekset

Ud fra laghældningen i de tre tilbageblevne vulkanbygninger kan det ses, at vulkancentrene har ligget inde i kalderaen (*fig. 11.9*). Lagene hælder stejlest ved Cape Simandiri på Thirassia hvilket indikerer, at denne lokalitet var tættere på et krater, end de andre aflejringer er, som er aflejret mere fladt. Strømmene kan også tolkes ud fra tykkelse af lagpakken, og fra den ser det ud til, at der har været en større vulkan mod øst (Skaros), men at der på dennes (nord og vest) flanker var flankeeruptioner. På Thirassia ser det ud som om at nogle af lavaerne er kommet fra forskellige retninger, måske fra individuelle flankeeruptioner, eller også har dette udelukkende været morfologisk betinget.



**Figur 11.9**

Thirassia-Skaros vulkankompleksets laghældning, ikke virkelig hældning blot illustrativ.

### 11.5.3 Thirassia-Skaros vulkanens endeligt

Der kan have været flere voldsomme eruptioner og kollaps fra Thirassia-Skaros vulkanen, men Cape Riva eruptionens produkter er de eneste bevarede. Cape Riva eksplosionen skete mellem Oia og Thirassia, og tænkes at have dannet en lille nordlig caldera, som efterfølgende kan have fået Thirassia-Skaros vulkanen til partielt at kollapse.

Inden CR calderaen havde TS vulkankomplekset en udbredelse på omkring 40 km<sup>2</sup> og et volumen på 12 km<sup>3</sup> (over havniveau), mens det nu er på hhv. ca. 14 km<sup>2</sup> og ca. 2.1 km<sup>3</sup> (efter egne beregninger). En bortsprængning af omkring 10 km<sup>3</sup> har været en voldsom afslutning på Thirassia-Skaros vulkanen, der til gengæld har skabt nogle gode blotninger til studier af dens historie.

### 11.5.4 Fremtiden for det ægæiske område

Efter subduktionsophør kan vulkanismen fortsætte i yderligere 1-5 Ma (Gill, 1981), og efterfølgende, når den vulkanske øbue engang er udslukt, vil der muligvis kunne opstå backarc opsplittning i området nord for ægæiske øbue.



## 12. Konklusion

### 12.1 *Det ægæiske område*

Det ægæiske område er præget af ekstension, som er udløber af den afrikanske subduktion under den ægæiske mikroplade. Det ægæiske område har gennemgået flere episoder af subduktion, og den igangværende subduktion trækker i det ægæiske område således at kontinentalskorpen fortyndes. Subduktionen af den afrikanske plade sker i to flanker.

### 12.2 *Hovedtrækkene i Santorinis udbrudshistorie*

Det første udbrud fandt sted på Santorini for 2 Ma siden omkring Pliocæn-Plistocæn grænsen. Størstedelen af Santorini byggedes op over den sidste halve million år ved eruptionen af TPF med 12 større eksplosioner og mindst fire calderadannelser. Opvældende lava har hovedsagelig fulgt den vigtige Kamenilinie (der har givet ophav til alle vulkanerne på syd og øst Thera, Skaros, Christiania øerne og Kameni øerne) eller Colomboslinien (Peristeria, Thirassia, Megalo Vouno samt dikes, Mikro Profitis Ilias og Colombos). Af de nordlige vulkaner opbyggedes Peristeria, kernen af MV og MPI, først. Denne efterfulgtes af MV omtrent samtidigt med MPI, og herefter fulgte Simandiri og Skaros. Den sidste af de nordlige vulkaner var TS og enkelte dikes i MV. Det nordlige vulkanfelt er meget komplekst, der har været 3-4 vulkaner, hvoraf nogle kan have været aktive samtidigt. På vestflanken af det øvre MV ses aflejringer af produkter der umiddelbart ser ud til at tilhøre MV Disse tænkes at være enten en interfingeren mellem MV og TS eller udløbere fra Ammoudi flankekrateret, som draperede sig på MVs skråninger. Det sidste virker mest sandsynligt på baggrund af feltobservationer, da strømmene ser ud til at ligge ovenpå MVs produkter og har en anden karakter end MV s' strømme. Disse strømme kunne være interessante at få undersøgt så det mulige tilhørsforhold til Thirassia-Skaros kunne blive bekræftet. Efterfølgende dannedes Kameni øerne og i to af Santorinis calderas fire bassiner er der dome strukturer, hvor underliggende magmaer tænkes at have skubbet havbunden op. De fleste af Santorinis vulkaner er kortlivede. Som den eneste vulkan har TS anvendt både Kameni- og Colomboslinien.

### 12.3 *Thirassia-Skaros vulkankomplekset*

Lokaliteterne Thirassia, Ammoudi og Skaros blev valgt ud til nærmere granskning fordi deres produkter menes at være tilnærmelsesvis samtidige, og minder om hinanden såvel i felten, som i

petrografi og kemi. Derfor blev disse tre områder forsøgt kombineret til et stort vulkankompleks, hvortil der indsamledes 33 prøver fordelt på de tre områder.

Thirassia vulkanen (Simandiri Th1) opstod omgivet af hav mens Skaros (S1) til at starte med havde vulkaner på tre af sine sider. Disse to vulkaner oversteg ikke en diameter på 2.5 km, og kom ikke til at røre hinanden. Efter US1&2 calderadannelsen der bortsprængte store dele af den sydlige vulkan, blev det nordlige område domineret af Thirassia-Skaros (Th2) der fyldte hele det nordlige område med vulkanprodukter erupteret fra Skaros hovedkrateret. Efterfølgende udbrud fandt sted i form af flankeruptioner og dannelsen af et omfattende kompleks i vest med udløbere til Thirassia, Ammoudi, op til MV og rundt om Skaros over til Fira. Til slut indtraf Cape Riva eruptionen, og en caldera dannedes mod nord. Denne caldera tænkes at have skabt en kaskadeeffekt, og kan således have dannet en række af calderaer i forbindelse med kollaps af TS vulkanen, så det meste af vulkankomplekset blev sprængt væk.

#### **12.4 Petrografi**

Petrografien afslører, at bjergarterne fra de tre områder alle er fenokrystrige som følge af fraktioneret krystallisation. De indeholder desuden xenolither, glomerokryster fra akkumulationer samt krystaller i uligevægt med smelten som resultat af magmablanding.

#### **12.5 Geokemi**

Geokemien afslører, at TS lavaerne er tholeiitiske. Hovedgrundstofferne viser, at prøver fra de tre områder tilhører samme magma, der udviser to udviklingstrends; en tholeiitisk samt noget der ligner en calc-alkalin trend.

Fraktioneret krystallisation af en tholeiitisk udgangssmelte begyndte i et overfladenært magmakammer, som sidenhen blev iblandet en ny portion af mafisk smelte fra samme kilde. Ved blanding skabtes en mere calc-alkalin trend, og denne proces tænkes at have fundet sted gentagne gange. Magmablanding og fraktioneret krystallisation var således hoveddifferentiationsprocesserne, der var ansvarlige for magmaets udvikling. Kontaminering synes også at have spillet en rolle, dog i meget mindre grad end de andre to.

Sporgrundstofferne viser, at kilden til alle TS kompleksets prøver var den samme. Der har fundet større opsmeltning sted end på andre ægæiske vulkaner. LIL berigelse af kilden stammer fra fluider og HFS forarmelse af kilden skyldes, at den før har leveret smelter.

### **12.6 Mineralkemi**

Af mineralkemien ses det, at der ikke er forskel på prøverne fra de tre forskellige lokaliteter. Det kan derfor konkluderes, at aflejringer som i dag forekommer at tilhøre forskellige vulkancentre stammer fra det samme overordnede magmakammer.

### **12.7 Fremtiden**

Fremtidige undersøgelser kunne være en fuldstændig gennemgang af østsiden af Ammoudi aflejringer, samt af Skaros/Ammoudi lavastrømmenes udløb øst for Oia oven på MV.

Da det kan påvises, at magmablanding har været en vigtig proces i TS vulkankomplekset, ville det desuden være fornuftigt at studere prøvernes CSD, da dette kunne hjælpe med til at bekræfte resultatet.

## Referenceliste

- Andersen, D.J., Lindsley, D.H. & Davidson, P.M. 1993 QUILF; a Pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. *Computer and Geosciences*, vol. 19, no. 9; 1333–1350.
- Angelier, J., Nicolas, L., Le Pichon, X., Barrier, E. & Huchon, P. 1982. The tectonic development of the Hellenic Arc and the Sea of Crete; a synthesis. In Le Pichon, X. (ed), Augustithis, S.S (ed) & Mascle, J (ed): *Geodynamics of the Hellenic Arc and Trench*. *Tectonophysics*, vol. 86, no. 1-3; 159–196.
- Arvanitides, N., Boström, K., Kalogeropoulos, S., Paritsis, S., Galanopoulos, V. & Papavassiliou, C. 1990. Geochemistry of lavas, pumice and veins in drill core GPK-1, Palaea Kameni, Santorini. In: Hardy, D.A. (ed.): *Thera and the Aegean World, III*, vol. 2. Thera Foundation, London; 266–279.
- Aston, M.A. & Hardy, P.G. 1990. The Pre-Minoan landscape of Thera: A preliminary statement. In: Hardy, D.A. (ed.): *Thera and the Aegean World, III*, vol. 2. Thera Foundation, London; 348–361.
- Bailey, J.C. 1981. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chemical Geology*, vol. 32; 139–154.
- Bailey, J.C. 1991. *Geochemistry of igneous rocks: Second edition*. Geologisk Institut, København, 287 p.
- Bailey, J.C. 1993. *Physical analytical methods – Basic course*. Geologisk Institut, København, 50 p.
- Bailey, J.C., Larsen, O. & Frolova, T.I. 1987. Strontium isotope variations in lower Tertiary-Quaternary volcanic rocks from the Kurile island arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 95, no. 2; 155–165.
- Baillie, M.G.L. & Munro, M.A.R. 1988. Irish tree rings, Santorini and volcanic dust veils. *Nature*, vol. 332, no. 6162; 344–346.
- Baker, P.E. 1972. Volcanism at destructive plate margins. *Journal of Earth Sciences*, vol 8, no. 2; 183–195.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G. & Zindler, A. 1990. Calibration of the  $^{14}\text{C}$  timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, vol. 345, no. 6274; 405–409.
- Barth, M.G., McDonough, W.F. & Rudnick, R.L. 2000. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chemical Geology*, vol. 165; 197–213.
- Barton, M. & Huijsmans, J.P.P. 1986. Post-caldera dacites from the Santorini volcanic complex, Aegean Sea, Greece: An example of the eruption of lavas of near-constant composition over a 2,200 year period. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 94, no. 4; 472–495.
- Barton, M., Salters, V.J.M. & Huijsmans, J.P.P. 1983. Sr isotope and trace element evidence for the role of continental crust in calc-alkaline volcanism on Santorini and Milos, Aegean Sea, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 63, no. 2; 273–291.
- Berckhemer, H. 1978. Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region. In: Closs, H. (ed), Roeder, D. (ed) & Schmidt, K (ed): *Alps, Apennines, Hellenides*. Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Report, vol. 38; 527–529.
- Bertagnini, A., Metrich, N., Landi, P. & Rosi, M. 2003. Stromboli Volcano (Aeolian Archipelago, Italy); an open window on the deep-feeding system of a steady state basaltic volcano. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, no. B7, 2336. 15 p.
- Blundy, J. & Wood, B. 2003. Partitioning of trace elements between crystals and melts. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 210, no. 3-4; 383–397.
- Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D. & Stavrakakis, G. 2001. Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data. *Tectonophysics*, vol. 343; 239–262.

- Bougault, H., Maury, R.C., El Azzouzi, M., Joron, J.L., Cotton, J. & Treuil, M. 1982. Tholeiites, basaltic andesites, and andesites from Leg 60 sites; geochemistry, mineralogy, and low partition coefficient elements. In: Marianna, L. & Powell, R. (eds.): Leg 60 of the cruises of the drilling vessel Glomar Challenger; Apra, Guam to Apra, Guam; March-May 1978. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 60; 657–677.
- Bowen, N.L. & Schairer, J.F. 1935. The system MgO-FeO-SiO<sub>2</sub>. American Journal of Science, vol. 29, no. 170; 151–217.
- Briqueu, L. & Lancelot, J.R. 1984. A geochemical study of Nea-Kameni hyalodacites (Santorini volcano, Aegean Island Arc). Inferences concerning the origin and effects of solfataras and magmatic evolution. Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 20, no. 1-2; 41–54.
- Buddington, A.F. & Lindsley, D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. Journal of Petrology, vol. 5, no. 2; 310–357.
- Budetta, G., Condarelli, D., Fytikas, M., Kolios, N., Pascale, G., Rapolla, A. & Pinna, E. 1984. Geophysical prospecting on the Santorini Islands. Bulletin of Volcanology, vol. 47, no. 3; 447–466.
- Carmichael, I.S.E. 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 14, no. 1; 36–64.
- Christova, C. & Nikolova, S.B. 1993. The Aegean region: deep structures and seismological properties. Geophysical Journal International, vol. 115; 635–653.
- Christova, C. & Nikolova, S.B. 1998. New results on the contemporary plate tectonics in the Aegean region from seismological investigations. Physics and Chemistry of the Earth, vol. 23, no. 7-8; 785–798.
- Churikova, T., Dorendorf, F. & Woerner, G. 2001. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation. Journal of Petrology, vol. 42, no. 8; 1567–1593.
- Cocard, M., Kahle, H-G., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., Paradissis, D. & Billiris, H. 1999. New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: Recent results inferred from GPS measurements (1993-1998) across the West Hellenic Arc, Greece. Earth and Planetary Science Letters, vol. 172; 39–47.
- Cottrell, E., Gardner, J.E. & Rutherford, M.J. 1999. Petrologic and experimental evidence for the movement and heating of the pre-eruptive Minoan rhyodacite (Santorini, Greece). Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 135, no. 4; 315–337.
- Cox, K.G., Bell, J.D. & Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin; 450 p.
- Crawford, A.J., Beccaluva, L., Serrie, G. & Dostal, J. 1986. Petrology, geochemistry and tectonic implications of volcanics dredged from the intersection of the Yap and Mariana trenches. Earth and Planetary Science Letters, vol. 80, no. 3-4; 265–280.
- David, K., Schiano, P. & Allègre, C.J. 2000. Assessment of the Zr/Hf fractionation in oceanic basalts and continental materials during petrogenetic processes. Earth and Planetary Science Letters, vol. 178; 285–301.
- Davidson, J.P., McMillan, N.J., Moorbath, S., Worner, G. Harmon, R.S. & Lopez-Escobar, L. 1990. The Nevados de Payachata volcanic region (18S, 69W, N. Chile); II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean magmatism. Contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 105, no. 4; 412-432.
- Davis, E.N. & Bastas, C. 1978. Petrology and geochemistry of the metamorphic system of Santorini. In: Dumas, C. (ed.): Thera and the Aegean World, I. Thera Foundation, London; 61–80.
- Decker, R.W. 1990. How often does a Minoan eruption occur? In: Hardy, D.A. (ed.): Thera and the Aegean World, III, vol.2. Thera Foundation, London; 444–452.

- Defant, M. J. & Drummond, M. S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, vol. 347; 662–665.
- De Silva S.L., Davidson, J.P., Croudace, I.W. & Escobar, A. 1993. Volcanological and petrological evolution of Volcan Tata Sabaya, SW Bolivia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 55, no. 3-4; 305–335.
- Dickinson, W.R. 1975. Potas-depth (*K-h*) relations in continental margin and intra-ocean magmatic arcs. *Geology*, vol. 3, no. 2; 53–56.
- Dietrich, V., Emmermann, R., Oberhaensli, R. & Puchelt, H. 1978. Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the West Mariana Basin and the Mariana Trench. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 39, no. 1; 127–144.
- Doutsos, T. & Kokkalas, S. 2001. Stress and deformation patterns in the Aegean region. *Journal of Structural Geology*, vol. 23; 455–472.
- Druitt, T.H. 1985. Vent evolution and lag breccia formation during the Cape Riva eruption of Santorini, Greece. *Journal of Geology*, vol. 93, no. 4; 439–454.
- Druitt, T.H., Edwards, L., Mellors, R.M., Pyle, D.M., Sparks, R.S.J., Lanphere, M., Davies, M. & Barriero, B. 1999. Santorini Volcano. Geological Society Memoir No. 19, Geological Society, London. 165 p.
- Druitt, T.H. & Francaviglia, V. 1990. An ancient caldera cliff line at Phira, and its significance for the topography and geology of Pre-Minoan Santorini. In: Hardy, D.A. (ed.): *Thera and the Aegean World, III*, vol.2. Thera Foundation, London; 362–369.
- Druitt, T.H., Mellors, R.A., Pyle, D.M. & Sparks, R.S.J. 1989. Explosive volcanism on Santorini, Greece. *Geological Magazine*, vol. 126, no. 2; 95–126.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. & Bourdon, B. 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana Arc. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102 B, no. 7; 14991–15019.
- Emeis, K.C., Brumsack, B.J., Kopf, A. & Rullkoetter, J. 1996. Kontinentkollisionen und Klimawechsel im Mittelmeer; Ergebnisse von Leg 160 des Internationalen Tiefseebohrprogramms (ODP) Translated Title: Continent collisions and climate variation in the Mediterranean Sea; results from Leg 160 of the International Deep Sea Drilling Program, ODP. *Die Geowissenschaften (Weinheim, Zeitschrift)*, vol. 14, no. 1; 28–32.
- Eriksen, U., Friedrich, W.L., Buchardt, B., Tauber, H. & Thomsen, M.S. 1990. The Stronghyle caldera: Geological, palaeontological and stable isotope evidence from radiocarbon dated stromatolites from Santorini. In: Hardy, D.A. (ed.): *Thera and the Aegean World, III*, vol. 2. Thera Foundation, London; 139–150.
- Faccenna, C., Funicello, F., Giardini, D. & Lucente, P. 2001. Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 187; 105–116.
- Ferrara, G., Fytikas, M., Giuliani, O. & Marinelli, G. 1980. Age of the formation of the Aegean active volcanic arc. In: Dumas, C. (ed): *Papers and proceedings of the Second international scientific congress on Thera and the Aegean World II*; 37–41.
- Fornieris, J.F. & Holloway, J.R. 2003. Phase equilibria in subducting basaltic crust: Implications for H<sub>2</sub>O release from the slab. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 214; 187–201.
- Fouqué, F.A. 1879. Santorini and its eruptions. In the collection: *Foundation of natural history*. 1998.
- Francalanci, L., Taylor, S.R., McCulloch, M.T. & Woodhead, J.D. 1993. Geochemical and isotopic variations in the calc-alkaline rocks of Aeolian arc, southern Tyrrhenian Sea, Italy; constraints on magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 113, no. 3; 300–313.



- Francalanci, L., Varekamp, J.C., Vougioukalakis, G., Defant, M.J., Innocenti, F. & Manetti, P. 1995. Crustal retention, fractionation and crystal assimilation in a convecting magma chamber, Nisyros volcano, Greece. *Bulletin of Volcanology*, vol. 56; 601–620.
- Friedrich, W.L. 1987. Stratigrafi i et vulkansk område – Santorini som eksempel. *Danmarks Geologiske Forening, Årsskrift for 1986*; 1–6.
- Friedrich, W.L. 2000. *Fire in the sea. Volcanism and the Natural History of Santorini*, Cambridge University Press, Cambridge. 256 p.
- Friedrich, W.L. & Velitselos, E. 1986. Bemerkungen zur späetquartaeren Flora von Santorin (Griechenland). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, vol. 86; 387–395.
- Fytikas, M. 1989. Updating of the geological and geothermal research on Milos Island. In: Garnish, J.D. (ed), Staroste, E (ed) & Wohlenberg, J. (ed): *Testing geophysical exploration techniques on the Island of Milos (Greece); results of CEC research projects*. *Geothermics*, vol. 18, no. 4; 485–496.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G. & Mazzuoli, R. 1976. Geochronological data on Recent magmatism of the Aegean Sea. *Tectonophysics*, vol. 31. no. 1-2; 29–34.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. & Villari, L. 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. (eds.): *The geological evolution of the eastern Mediterranean*. *Geological Society of London Special Publications*, vol. 17; 687–699.
- Fytikas, M., Kolios, N. & Vougioukalakis, G. 1990. Post-Minoan volcanic activity of the Santorini volcano. Volcanic hazard and risk, forecasting possibilities. In: Hardy, D.A. (ed.): *Thera and the Aegean World, III*, vol. 2. Thera Foundation, London; 183–198.
- Galanopoulos, A.G. 1973. The difference of the stress field in the two centers of higher earthquake activity in the area of Greece. *Annales Geologiques des Pays Helleniques*, vol. 25, no. 1; 350–372.
- Garfunkel, Z. 1998. Constrains on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin. *Tectonophysics*, vol. 298; 5–35.
- Gautier, P., Brun, J-P., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J. & Jolivet, L. 1999. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: A scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, vol. 315; 31–72.
- Gill, J. 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg. 390 p.
- Gorton, M.P. & Schandl, E.S. 2000. From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, vol. 38; 1065–1073.
- Govindaraju, K. 1994. 1994 compilation of working values and sample description for 383 geostandards. *Geostandards Newsletter*, vol. 18, special issue. 158 p.
- Grove, T.L. & Baker, M.B. 1984. Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends. *Journal of Geophysical Research*, vol. 89, no. B5; 3253–3274.
- Grove, T.L. & Kinzler, R.J. 1986. Petrogenesis of andesites. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, vol. 14; 417–454.
- Gust, D.A., Arculus, R.J. & Kersting, A.B. 1997. Aspects of magma sources and processes in the Honshu Arc. *The Canadian Mineralogist*, vol. 35, no. 2; 347–365.
- Hall, A. 1996. *Igneous petrology: Second edition*. Longman, Essex. 551 p.

- Hamilton, T.S. & Dostal, J. 1993. Geology, geochemistry and petrogenesis of middle Tertiary volcanic rocks of the Queen Charlotte Islands, British Columbia (Canada). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 59; 77 – 99.
- Hamilton, T.S. & Dostal, J. 2001. Melting of heterogeneous mantle in a slab window environment: Examples from the middle Tertiary Masset basalt, Queen Charlotte Islands, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 38; 825 – 838.
- Hammer, C.U., Clausen, H.B., Friedrich, W.L. & Tauber, H. 1987. The Minoan eruption of Santorini in Greece dated to 1645 BC? *Nature*, vol. 328, no. 6130; 517 – 519.
- Hammer, C.U., Clausen, H.B., Friedrich, W.L. & Tauber, H. 1988. Dating of the Santorini eruption. *Nature*, vol. 332; 401 – 402.
- Hansen, A. 1997. Megalo Vouno volcano in the northern part of Santorini. *Speciale, Københavns Universitet, Danmark*. 117 p.
- Hanu, ŠV. & Vanek, J. 1993. Seismically active fracture zones related to the eastern segment of the Hellenic subduction. *Journal of Geodynamics*, vol. 17, no. ½; 39 – 56.
- Hawkesworth, C., Turner, S., Peate, D., McDermott, F. & Van Calsteren, P. 1997. Elemental U and Th variation in island-arc rocks: Implications for U-series isotopes. *Chemical Geology*, vol. 139, no. 1-4; 207 – 221.
- Hédervári, P. 1978. Geonomic notes on the Bronze Age eruption of Santorini. In: Doulas, C. (ed.): *Thera and the Aegean World, I*. Thera Foundation, London; 153 – 161.
- Heiken, G. & McCoy, F. 1984. Caldera development during the Minoan eruption, Thira, Cyclades, Greece. *Journal of Geophysical Research*, vol. 89, no. b10; 8441 – 8462.
- Heiken, G. & McCoy, F. 1990. Precursory activity to the Minoan eruption, Thera, Greece. In: Hardy, D.A. (ed.): *Thera and the Aegean World, III*, vol. 2. Thera Foundation, London; 79 – 88.
- Heiken, G., McCoy, F. & Sheridan, M. 1990. Palaeotopographic and palaeogeologic reconstruction of Minoan Thera. In Hardy, D.A. (ed.): *Thera and the Aegean World, III*, vol. 2. Thera Foundation, London; 370 – 376.
- Hess, P.C. 1989. *Origins of igneous rocks*. Harvard University Press, Cambridge Massachusetts. 336 p.
- Higgins, M.D. 1996. Magma dynamics beneath Kameni volcano, Thera, Greece, as revealed by crystal size and shape measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 70; 37 – 48.
- Hole, M.J., Saunders, A.D., Marriner, G.F. & Tarney, J. 1984. Subduction of pelagic sediments; implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *Journal of the Geological Society of London*, vol. 141, no. 3. 453 – 472.
- Holm, P.M. 1997. *Beregning og anvendelse af CIPW-normen*. Geologisk Institut, København. 11 p.
- Huijsmans, J.P.P. 1985. Calc-alkaline lavas from the volcanic complex of Santorini, Aegean Sea, Greece; a petrological, geochemical and stratigraphic study. *Geologica Ultraiectina*, vol. 41. 316 p.
- Huijsmans, J.P.P. & Barton, M. 1989. Polybaric geochemical evolution of two shield volcanoes from Santorini, Aegean Sea, Greece: Evidence for zoned magma chambers from cyclic compositional variations. *Journal of Petrology*, vol. 30, part 3; 583 – 625.
- Huijsmans, J.P.P. & Barton, M. 1990. New stratigraphic and geochemical data for the Megalo Vouno complex: a dominating volcanic landform in Minoan Times. In: Hardy, D.A. (ed.): *Thera and the Aegean World, III*, vol. 2. Thera Foundation, London; 433 – 441.

- Huijsmans, J.P.P., Barton, M. & Salters, V.J.M. 1988. Geochemistry and evolution of the calc-alkaline volcanic complex of Santorini, Aegean Sea, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 34; 283–306.
- Hyndman, R.D. & Peacock, S.M. 2003. Serpentinization of the forearc mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 212; 417–432.
- Håkansson, E. & Jensen, E.S. 1991. Santorini – en aktiv vulkan i Middelhavet. *Varv*, nr. 2-4; 53–60.
- Ikeda, Y. 1998. Geochemistry of Miocene back-arc basin basalts from Northeast Hokkaido, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 104, no. 2; 99–106.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 8; 523–548.
- Jackson, J. 1994. Active tectonics of the Aegean region. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, vol. 22; 239–271.
- Jackson, J.A., King, G. & Vita-Finzi, C. 1982. The neotectonics of the Aegean: An alternative view. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 61; 303–318.
- Jarrard, R. D. 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, vol. 24, no. 2; 217–284.
- Jongsma, D. 1974. Heat Flow in the Aegean Sea. *The Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 37, no. 3; 337–346.
- Kahle, H-G., Straub, C., Reilinger, R., McClusky, S., King, R., Hurst, K., Veis, G., Kastens, K. & Cross, P. 1998. The strain rate fields in the eastern Mediterranean region, estimated by repeated GPS measurements. *Tectonophysics*, vol. 294; 237–252.
- Kann, K. & Petersen, A.D.J. 2003. Santorinis eksplosive historie. *Varv*, no. 2; 9–23.
- Karnik, V. 1969. A comparison of the seismic activity of the seismic zones of Europe. *Physics of the Solid Earth*, vol. 7; 450–454.
- Kastens, K.A. 1991. Rate of outward growth of the Mediterranean Ridge accretionary complex. *Tectonophysics*, vol. 199, no. 1; 25–50.
- Kalogeropoulos, S. & Paritsis, S. 1990. Geological and geochemical evolution of the Santorini volcano: a review. In Hardy, D.A. (ed.): *Thera and the Aegean World, III*, vol. 2. Thera Foundation, London; 164–171.
- Keller, J., Rehren, T.H. & Stadlbauer, E. 1990. Explosive volcanism in the Hellenic Arc: a summary and review. In: Hardy, D.A. (ed.): *Thera and the Aegean World, III*, vol.2. Thera Foundation, London; 13–26.
- Kelsey, C.H. 1965. Calculation of the C.I.P.W. norm. *Mineralogical Magazine* vol. 34; 276–282.
- Kilias, S.P., Naden, J., Cheliotis, I., Shepherd, T.J., Constandinidou, H., Crossing, J. & Simos, I. 2001. Epithermal gold mineralisation in the active Aegean Volcanic Arc: The Profitis Ilias deposit, Milos Island, Greece. *Mineralium Deposita*, vol. 36; 32–44.
- Kita, I., Yamamoto, N., Asakawa, Y., Nakagawa, M., Taguchi, S. & Hasegawa, H. 2001. Contemporaneous ascent of within-plate type and island-arc type magmas in the Beppu-Shimabara graben system, Kyushu Island, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 111, no. 1-4; 99–109.
- Klein, C. & Hurlbut, C.S. 1993. *Manual of mineralogy*. John Wiley & Sons, inc. USA. 683 p.
- Klemme, S., Blundy, J.D. & Wood, B.J. 2002. Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 66, no. 17; 3109–3123.

- Kouchi, A. & Sunagawa, I. 1985. A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 89, no. 1; 17–23.
- Kraemer, B. 1999. Eine geochemische Traverse quer zum mittelmiozänen magmatischen Bogen im südlichen Bereich der Zentralen Vulkanischen Zone der Anden (ZVZ, 25° - 26°30'S, 67°30' - 69° W). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, A 200, Dissertation am Fachbereich Geowissenschaften, Freie Universität Berlin. 174 p.
- Kraemer, B., Adelman, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K., Kiefer, E., van den Boogaard, P. & Görler, K. 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna plateau: The Salar de Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 12; 157–182.
- Kuniholm, P.I. 1990. Overview and assessment of the evidence for the date of the eruption of Thera. *Thera and the Aegean World*, III, vol. 3. Thera Foundation, London; 13–48.
- Kuno, H. 1968. Origin of andesite and its bearing on island arc structure. *Bulletin of Volcanology*, vol. 32, no. 1; 141–176.
- Kystol, J. & Larsen, L. M. 1999. Analytical procedures in the rock geochemical laboratory of the Geological Survey of Denmark and Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, vol. 184; 59–62.
- La Ruffa, G., Panichi, C., Kavouridis, T., Liberopoulou, V., Leontiadis, J. & Caprai, A. 1999. Isotope and chemical assesment of geothermal potential of Kos Island, Greece. *Geothermics*, vol. 28; 205–217.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B.A. 1986. Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, vol. 27, no. 3; 745–750.
- Le Maitre, R.W. (ed), Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lemeyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R. Sørensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R. & Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms; Blackwell Scientific. 193 p.
- Le Maitre, R.W. (ed). 2002. *Igneous rocks: A classification and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Science Subcommission on the systematics of igneous rocks. Second edition.* University Press, Cambridge. 236 p.
- Lepage, L.D. 2003. ILMAT; an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry. *Computer and Geosciences*, vol. 29, no. 5; 673–678.
- Le Pichon, X. & Angelier, J. 1979. The Hellenic arc and trench system; a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, vol. 60, no. 1-2; 1–42.
- Le Pichon, X. & Angelier, J. 1981. The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, vol. A 300; 357–372.
- Liakopoulos, A., Glasby, G.P., Papavassiliou, C.T. & Boulegue, J. 2001. Nature and origin of the Vani manganese deposit, Milos, Greece: An overview. *Ore Geology Reviews*, vol. 18; 181–209.
- Limonov, A.F., Woodside, J.M., Cita, M.B. & Ivanov, M.K. 1996. The Mediterranean Ridge and related mud diapirism: A background. *Marine Geology*, vol. 132; 7–49.
- Lister, G.S., Banga, G. & Feenstra, A. 1984. Metamorphic core complex of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, vol. 12; 221–225.
- Makris, J. 1978. a. Some geophysical considerations on the geodynamic situation in Greece. *Tectonophysics*, vol. 46, no. 3-4; 251–268.
- Makris, J. 1978. b. The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, vol. 46, no. 3-4; 269–284.

- Makris, J. 1978. c. A geophysical study of Greece based on: Deep seismic soundings, gravity and magnetics. In Closs, H., Roeder, D. & Schmidt, H. (eds): Alps, Apennines, Hellenides. Inter-Union Commission on Geodynamics Scientific Reports, vol. 38; 392–401.
- Makropoulos, K.C. & Burton, P.W. 1984. Greek tectonics and seismicity. *Tectonophysics*, vol. 106; 275–304.
- Maley, T.S. & Johnson, G.I. 1971. Morphology and structure of the Aegean sea. *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, vol. 18, no. 1; 109–122.
- Mann, A.C. 1983. Trace element geochemistry of high alumina basalt andesite dacite rhyodacite lavas of the Main Volcanic Series of Santorini Volcano, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 84, no. 1; 43–57.
- Manning, S.W. 1998. Correction. New GISP2 ice-core evidence supports 17<sup>th</sup> century BC date for the Santorini (Minoan) Eruption: Response to Zielinski & Germani (1998). *Journal of Archaeological Science*, vol. 25; 1039–1042.
- Marsh, B.D. 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization; 1, Theory. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 99, no. 3; 277–291.
- Masuda, Y. & Aoki, K-I. 1979. Trace element variations in the volcanic rocks from the Nasu zone, Northeast Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 44, no. 1; 139–149.
- McBirney, A.R. 1984. *Igneous petrology*. Freeman, Cooper & Co. 504 p.
- McDonough, W.F. & Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, vol. 120; 223–253.
- McKenzie, D.P. 1969. Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 18, no. 1; 1–32.
- McKenzie, D.P. 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, vol. 226, no. 5242; 239–243.
- McKenzie, D.P. 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt; the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 55, no. 1; 217–254.
- Mercier, J.L. 1981. Extensional–compressional tectonics associated with the Aegean Arc: Comparison with the Andean Cordillera of south Peru–north Bolivia. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, vol. A 300; 337–355.
- Middlemost, E.A.K. 1975. The basalt clan. *Earth-Science Reviews*, vol. 11, no. 4; 337–364.
- Middlemost, E.A.K. 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, vol. 77, no. 1; 19–26.
- Miller, D.M., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L. & Franks, A.L. 1992. The importance of parental magma composition to calc-alkaline and tholeiitic evolution: Evidence from Umnak Island in the Alutians. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, no. B1; 321–343.
- Mitropoulos, P. & Tarney, J. 1992. Mineral composition variation in the Aegean Island Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 51; no. 4; 283–303.
- Mitropoulos, P., Tarney, J., Saunders, A.D. & Marsh, N.G. 1987. Petrogenesis of Cenozoic volcanic rocks from the Aegean Island Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 32; 177–193.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, vol. 274; 321–355.
- Miyashiro, A. & Shido, F. 1975. Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviours of titanium, vanadium, chromium, and nickel. *American Journal of Science*, vol. 275; 265–277.

- Morimoto, N. 1988. a. Nomenclature of pyroxenes. *Fortschritte der Mineralogie*, vol. 66, no. 2; 237–252.
- Morimoto, N. 1988. b. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, vol. 52, part 4, no. 367; 535–550.
- Narcisi, B. & Vezzoli, L. 1999. Quaternary stratigraphy of distal tephra layers in the Mediterranean – an overview. *Global and Planetary Change*, vol. 21; 31–50.
- Nesse, W.D. 1991. *Introduction to optical mineralogy*, Second edition. Oxford University Press, New York. 335 p.
- Neumann van Padang. 1936. In: Reck, H. (ed.): *Santorin; der Werdegang eines Inselvulkans und sein Ausbruch 1925-1928; Band I, Die Geologie der Ring-Inseln und der Kaldera von Santorin*. Dietrich Reimer, Berlin. 353 p.
- Nicholls, I.A. 1971. Petrology of Santorini volcano, Cyclades, Greece. *Journal of Petrology*, vol. 12; 67–119.
- Norrish, K. & Chappell, B. W. 1977. X-ray fluorescence spectrometry. In: Zussman, J. (ed.): *Physical methods in determinative mineralogy*, Acad. Press. London; 201–272.
- Papazachos, B.C. & Comninakis, P.E. 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc. *Journal of Geophysical Research*, vol. 76, no. 35; 8517–8533.
- Papazachos, B.C. & Comninakis, P.E. 1978. Deep structure and tectonics of the eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, vol. 46; 286–296.
- Papazachos, B.C., Karakostas, V.G., Papazachos, C.B. & Scordilis, E.M. 2000. The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic Arc. *Tectonophysics*, vol. 319; 275–300.
- Papazachos, C & Nolet, G. 1997. P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, no. B4; 8349–8367.
- Papazachos, B.C. & Panagiotopoulos. 1993. Normal faults associated with volcanic activity and deep rupture zones in the southern Aegean volcanic arc. *Tectonophysics*, vol. 220; 301–308.
- Peacock, M.A. 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, vol. 39; 54–67.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.): *Andesites; orogenic andesites and related rocks*. Wiley, Chichester, pp. 525–548.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. & Norry M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230–249.
- Peccerillo, A. & Wu, T.W. 1992. Evolution of calc-alkaline magmas in continental arc volcanoes; evidence from Alicudi, Aeolian Arc (southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Journal of Petrology*, vol. 33, no. 6; 1295–1315.
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., Kotopouli, C.N. & Panagos, A.G. 1995. Neogene volcanoes of Chios, Greece: The relative importance of subduction and back-arc extension. In: Smellie, J.L. (ed.): *Volcanism associated with extension at consuming plate margins*. Geological Society Special Publication no. 81, London; 213–231.
- Pe-Piper, G. & Piper, D.J.W. 2002. The igneous rocks of Greece – The anatomy of an orogen. In: Bender, F., Jacobshagen, V. & Lüttig, G. (eds.): *Beiträge zur regionalen geologie der Erde*, vol. 30, Gebrüder Borntraeger, Berlin – Stuttgart. 573 p.
- Perissoratis, C. 1995. The Santorini volcanic complex and its relation to the stratigraphy and structure of the Aegean arc, Greece. *Marine Geology*, vol. 128; 37–58.
- Peter, Y., Kahle, H-G., Cocard, M., Veis, G., Felekis, S. & Paradissis, D. 1998. Establishment of a continuous GPS network across the Kephallonia fault zone, Ionian Islands, Greece. *Tectonophysics*, vol. 294; 253–260.



- Petersen, A.D.J. 2004. A geological and petrological study of the dikes in the Megalo Vouno complex, Santorini. Speciale, Københavns Universitet, Danmark. In prep.
- Pfeiffer, T. 2001. Vent development during the Minoan eruption (1640 BC) of Santorini, Greece, as suggested by ballistic blocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 106; 229–242.
- Pichler, H. & Friedrich, W.L. 1976. Radiocarbon dates of Santorini volcanics. *Nature*, vol. 262; 373–374.
- Pichler, H. & Kussmaul, S. 1972. The Calc-Alkaline Volcanic Rocks of the Santorini Group (Aegean Sea, Greece). *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie. Abhandlungen* vol. 116, no. 3; 268–307.
- Pichler, H. & Kussmaul, S. 1980. Comments on the geological map of the Santorini islands. In: Doulas, C. (ed.): *Thera and the Aegean World II. The Thera Foundation, London*; 413–427.
- Puchelt, H. 1978. a. Geochemical implications for the Santorini Island Group (Aegean Sea, Greece). In: Cross, H. (ed.): *Alps, Apennines Hellenides. Inter-Union Commission on geodynamics scientific report no. 38. E. Schweizerbart s'che Verlagsbuchhandlung, Stuttgart*; 489–493.
- Puchelt, H. 1978. b. Evolution of the volcanic rocks of Santorini. In: Doulas, C. (ed.): *Thera and the Aegean World I, Thera Foundation, London*; 131–146.
- Pyle, D.M. 1997. The global impact of the Minoan eruption of Santorini, Greece. *Environmental Geology*, vol. 30, no. 1/2; 59–61.
- Rickwood, P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, vol. 22, no. 4; 247–263.
- Ricou, L.E., Burg, J.P., Godfriaux, I. & Ivanov, Z. 1998. Rhodope and Vardar: The metamorphic and the olistromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. *Geodinamica Acta*, vol. 6; 285–309.
- Robertson, A.H.F. & Grasso, M. 1995. Overview of the Late Tertiary Recent tectonic and palaeo-environmental development of the Mediterranean region. *Terra Nova*, vol. 7; 114–127.
- Roeder, P.L. & Emslie, R.F. 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 29, no. 4; 275–289.
- Rollinson, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, UK.* 352 p.
- Rosi, M., Bertagnini, A. & Landi, P. 2000. Onset of the persistent activity at Stromboli Volcano (Italy). *Bulletin of Volcanology*, vol. 62, no. 4-5; 294–300.
- Rudnick, R.L. & Fountain, D.M. 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, vol. 33, no. 3; 267–309.
- Sachpazi, M., Kontoes, C., Voulgaris, N., Laigle, M., Vougioukalakis, G., Sikioti, O., Stavrakakis, G., Baskoutas, J., Kalogeras, J. & Lepine, J.C. 2002. Seismological and SAR signature of unrest at Nisyros caldera, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 116; 19–33.
- Sahagian, D.L. & Anderson, A.T. 1989. Bubble coalescence in basalt flows; comparison of a numerical model with natural examples. *Bulletin of Volcanology*, vol. 52. no. 1; 49–56.
- Sahagian, D.L. & Proussevitch, A.A. 1996. Thermal effects of magma degassing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 74, no. 1-2; 19–38.
- Sakuyama, M. 1983. Petrology of arc volcanic rocks and their origin by mantle diapirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 18; 297–320.

- Saunders, A.D., Tarney, J. & Weaver, S.D. 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: Implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 46, no. 3; 344–360.
- Schmidt, M.W. & Poli, S. 1998. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 163; 361–379.
- Seward, D., Wagner, G. A. & Pichler, H. 1980. Fission track ages of Santorini volcanics. In: Doulas, C. (ed.): *Thera and the Aegean World II*. The Thera Foundation, London; 101–108.
- Shelly, D. 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman & Hall, University Press, Cambridge. 445 p.
- Shervais, J.W. 1982. Ti-V plot and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 59; 101–118.
- Shinjo, R. & Kato, Y. 2000. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa Trough, and incipient back-arc basin. *Lithos*, vol. 54, no. 3-4; 117–137.
- Skarpelis, N. & Liati, A. 1990. The prevolcanic basement of Thera at Athinios: Metamorphism, plutonism and mineralization. In: Hardy, D.A. (ed.): *Thera and the Aegean World, III*, vol. 2. Thera Foundation, London; 172–182.
- Spakman, W., van der Lee, S. & van der Hilst, R. 1993. Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 79; 3–74.
- Spakman, W., Wortel, M.J.R. & Vlaar, N.J. 1988. The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications. *Geophysical Research Letters*, vol. 15, no. 1; 60–63.
- Spandler, C.J., Hermann, J., Arculus, R.J. & Mavrogenes, J.A. 2004. The subduction blender – the role of slab-derived hybrid rock-types for volatile and trace element recycling in subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 68, no. 11, Sup. 1; 600.
- Stamatelopoulou-Seymour, K., Vlassopoulos, D., Pearce, T.H. & Rice, C. 1990. The record of magma chamber processes in plagioclase phenocrysts at Thera volcano, Aegean Volcanic Arc, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 104; 73–84.
- Stampfli, G.M. & Borel, G.D. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 196; 17–33.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., De Bono, A. & Vavasis, I. 1998. Late Paleozoic, early Mesozoic plate tectonics of the Western Tethys. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, vol. XXXII; 113-120.
- Stern, C.R., Frey, F.A., Futa, K., Zartman, R.E., Peng, Z. & Kyser, T.K. 1990. Trace element and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 104, no. 3; 294-308.
- Stolz, A.J., Jochum, K.P., Spettel, B. & Hofmann, A.W. 1996. Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: Evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts. *Geology*, vol. 24, no. 7; 587–590.
- Takagi, T., Orihashi, Y., Naito, K. & Watanabe, Y. 1999. Petrology of a mantle-derived rhyolite Hokkaido, Japan. *Chemical Geology*, vol. 160, no. 4; 425–445.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications, Boston, U.S.A. 312 p.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, vol. 33, no. 2; 241–265.

- Taylor, R.N. & Nesbitt, R.W. 1998. Isotopic characteristics of subduction fluids in an intra-oceanic setting, Izu-Bonin Arc, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 164, no. 1-2; 79–98.
- Thomson, S.N., Stöckhert, B. & Brix, M.R. 1998. Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: Implications for the speed of tectonic processes. *Geology*, vol. 26, no. 3; 259–262.
- Ujike, O. & Stix, J. 2000. Geochemistry and origins of Ueno and On-take basaltic to andesitic rocks (<3 Ma) produced by distinct contributions of subduction components, central Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 95, no. 1-4; 49–64.
- Van Keken, P.E. 2003. The structure and dynamics of the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 215; 323–338.
- Vanek, J., Hanus, V., Christova, C. & Simeonova, S. 1987. Morphology of the Wadati-Benioff zone in the Hellenic arc. *Journal of Geodynamics*, vol. 8, no. 1; 79–93.
- Volti, T. K. 1999. Magnetotelluric measurements on the Methana Peninsula (Greece): Modelling and interpretation. *Tectonophysics*, vol. 301; 111–132.
- Wagstaff, J. M. 1978. The reconstruction of settlement patterns on Thera in relation to the Cyclades. In: Dumas, C. (ed.): *Thera and the Aegean World, I*. Thera Foundation, London; 449–456.
- Weyer, S., Münker, C. & Mezger, K. 2003. Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 205; 309–324.
- Weyer, S., Münker, C., Rehkämper, M. & Mezger, K. 2002. Determination of ultra-low Nb, Ta, Zr and Hf concentrations and the chondritic Zr/Hf and Nb/Ta ratios by isotope dilution analyses with multiple collector ICP-MS. *Chemical Geology*, vol. 187; 295–313.
- Wilmoth, R.A. & Walker, G.P.L. 1993. P-type and S-type pahoehoe; a study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 55, no. 1-2; 129–142.
- Wilson, M. First edition 1989, reprinted 1997. *Igneous petrogenesis*. Chapman & Hall, London; pp. 466.
- Wittenbrink, R. 1997. Einfluß der neogenen Krustenentwicklung auf die Genese andiner Magmen im südlichen Teil der CVZ. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, A 193*, Dissertation am Fachbereich Geowissenschaften, Freie Universität Berlin. 135 p.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 50; 11–30.
- Woodhead, J.D. 1989. Geochemistry of the Mariana Arc (western Pacific); source composition and processes. *Chemical Geology*, vol. 76, no. 1-2; 1–24.
- Wulf, S., Kraml, M., Kuhn, T., Schwarz, M., Inthorn, M., Keller, J., Kuscu, I. & Halbach, P. 2002. Marine tephra from the Cape Riva eruption (22 ka) of Santorini in the Sea of Marmara. *Marine Geology*, vol. 183; 131–141.
- Yogodzinski, G. M., Lees, J. M., Churikova, T. G., Dorendorf, F., Wöerner, G. & Volynes, O. N. 2001. Geochemical evidence for the melting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature*, vol. 409; 500–504.
- Zellmer, G. 1998. Petrogenetic processes and their time scales beneath Santorini, Aegean Volcanic Arc, Greece. PhD Thesis, Open University, UK; 270p
- Zellmer, G., Turner, S. & Hawkesworth, C. 2000. Timescales of destructive plate margin magmatism: New insights from Santorini, Aegean volcanic arc. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 174; 265–281.



