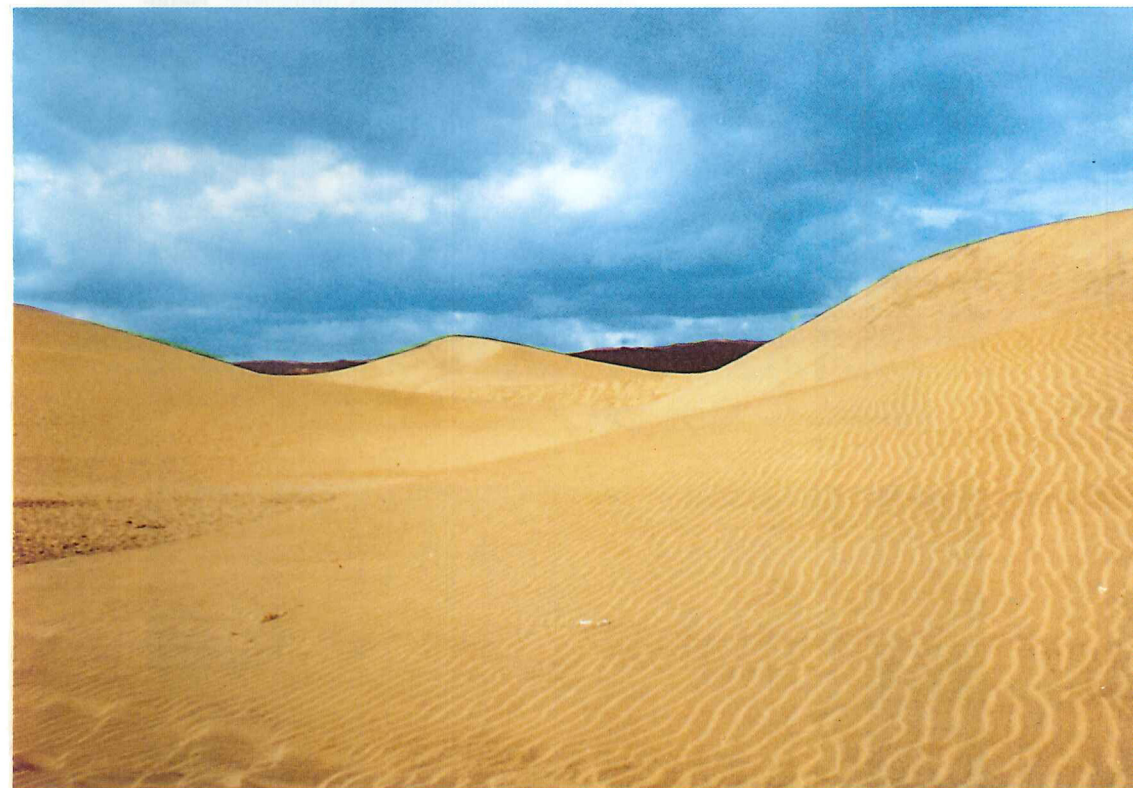


Inddelingen af plutoniske og vulkanske bjergarter efter deres indhold af lyse mineraler er vist i Figur 1 og 2. Hver af disse figurer er sammensat af to trekanter med hjørnerne Q, A, P og A,P,F. Hvert af hjørnerne repræsenterer 100 % af et mineral, og den overfor liggende side 0 %. Sammensætningen af en bjergart bestående af mineralerne kvarts, alkalifeldspat og plagioklas kan således angives med et punkt i trekanten Q-A-P, medens en bjergart indeholdende de lyse mineraler alkalifeldspat, plagioklas og et feldspatoid (f. eks. nefelin) angives med et punkt i trekanten A-P-F. Da kvarts og feldspatoider ikke kan optræde samtidigt i en bjergart, vil en given magmatisk bjergart derfor kun falde i en af de to sammensatte trekanter.

Bjergarter der falder indenfor samme felt får således samme navn, selvom deres mineralogiske sammensætning godt kan variere lidt. For nogle af felterne i Figur 1 og 2 er angivet mere end et navn (for eksempel feltet 10 i diagrammet for plutoniske bjergarter, Figur 1). Alle tre bjergartstyper (diorit, gabbro og anorthosit) indeholder således mere end 90 % plagioklas, men en yderligere navngivning af bjergarten må foretages ud fra andre supplerende kriterier, der ikke vil blive omtalt i denne artikel.

De her viste klassifikationssystemer har bidraget til at gøre omtalen af magmatiske bjergarter mere sammenlignelig og bidrager til at geologer verden over i højere grad end for blot 20 år siden er klar over, hvad der tales om bjergartsmæssigt set.

En mere udførlig beskrivelse af principperne for klassifikation og nomenklatur af magmatiske bjergarter kan findes i artiklen 'Hvad skal bjergarterne hedde?', af Henning Sørensen, og offentliggjort i Dansk geologisk Forenings Årsskrift for 1980, side 39-46.



ET BLIK UD OVER ØRKENEN VED MASPALOMAS PÅ GRAN CANARIA. 10 GEOGRAFISTUDERENDE HAR VÆRET PÅ GEOLOGISK EKSKURSION TIL GRAN CANARIA, TO AF DEM FORTÆLLER OM NOGET AF DET, DE HAR SET OG LÆRT. FOR NYLIG BLEV ØRESUNDSREGIONEN RAMT AF ET JORDSKÆLV - VARV FORTÆLLER OM DE NYESTE ERFARINGER OM AT FORUDSIGE HVOR OG HVORNÅR ET JORDSKÆLV VIL FINDE STED. ENDELIG GIVER VARV EN OVERSIGT OVER DE MAGMATISKE BJERGARTERS NAVNE, OG HVAD DE STÅR FOR.

**EKSTRA TILLÆG: FREDNINGSSTYRELSENS FORTEGNELSE:
NATIONALE GEOLOGISKE INTERESSEOMRÅDER.**

En stor del af dette nummer handler om Gran Canaria set med nogle geografi-studerendes øjne. Redaktionen ved, at denne artikel er usædvanlig lang - og i VARV-sammenhæng noget utraditionelt skrevet og vægtet - alligevel håber vi, at læserne vil finde artiklen interessant.

Som omtalt i VARV 1985/2 bringer vi Fredningsstyrelsens fortegnelse: **Nationale geologiske interesseområder**, som ekstra tillæg. Af økonomiske og tekniske grunde er de originale beskrivelser blot indlagt 'på tværs' af den løbende tekst, så den kan tages ud for sig selv. Det tilhørende kort er væsentligt mindre end originalen, men er forhåbentligt læseligt alligevel. Kommentarer vedrørende udvælgelsen af lokaliteter kan med fordel rettes direkte til Fredningsstyrelsen og ikke til VARV.



Adresse: Tidsskriftet VARV, Geologisk Centralinstitut, Øster Voldgade 10, 1350 København K. Telefon: 01 - 11 22 32.

Kontor: Anita Ege, mandage kl. 9-16. Andre dage kan henvendelse ske til Steen Sjørring på samme telefon.

Redaktion: Valdemar Poulsen (ansvarshavende), Asger Berthelsen, Jens Konnerup-Madsen, Steen Sjørring og Sven Laufeld (Sverige).

Renskrift: Gitte Sjørring

Montage: Jens Konnerup-Madsen og Steen Sjørring

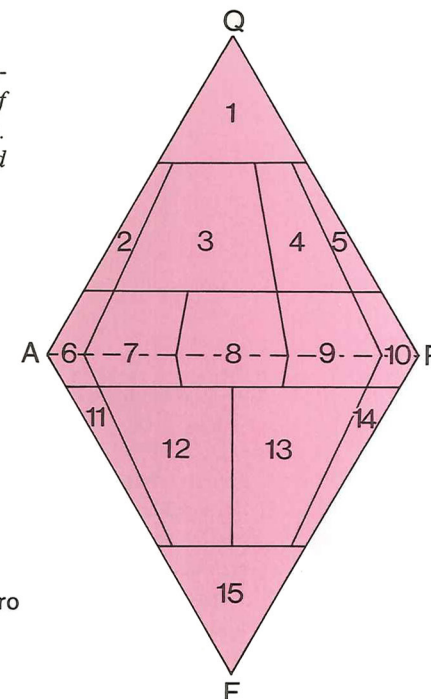
Repro & Tryk: Rosendahls Bogtrykkeri, Esbjerg

VARV udkommer fire gange årligt. Prisen er 60 kr. i abonnement i 1985. Abonnement tegnes ved at indsende beløbet til VARV. Postgiro 9 06 88 80 eller 50 Skr. til VARVs svenske postgirokontor 4388-5.

Adresseændringer eller fejl ved bladets levering bedes meddelt postvæsenet. ©1985 VARV. Eftertryk af tekst og billeder kun efter aftale.

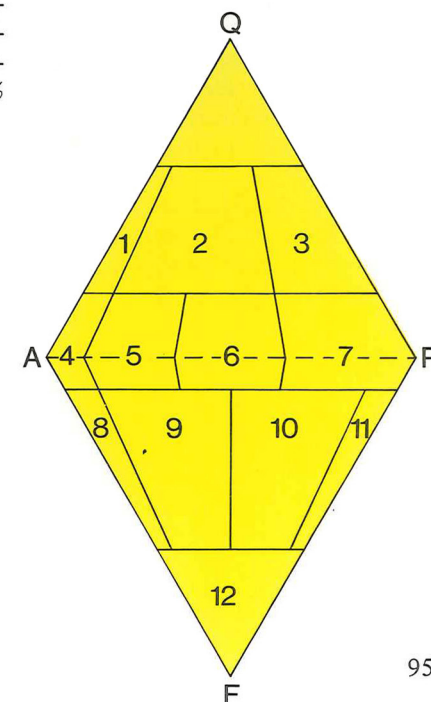
Figur 1. Inddeling af plutoniske bjergarter efter deres faktiske indhold af lyse mineraler, som forklaret i teksten. Bjergarten skal indeholde mindre end 90 % mørke mineraler.

- 1 Kvartsrig granitoid
- 2 Alkalifeldspat-granit
- 3 Granit
- 4 Granodiorit
- 5 Tonalit
- 6 Alkalifeldspat-syenit
- 7 Syenit
- 8 Monzonit
- 9 Monzodiorit/Monzogabbro
- 10 Diorit/Gabbro/Anorthosit
- 11 Foidsyenit (f. eks. Nefelinsyenit)
- 12 Foidmonzosyenit
- 13 Foidmonzodiorit/Foidmonzogabbro
- 14 Foiddiorit/Foidgabbro
- 15 Foidolit



Figur 2. Inddeling af vulkanske bjergarter efter deres faktiske eller beregnede indhold af lyse mineraler. Bjergarten skal indeholde mindre end 90 % mørke mineraler.

- 1 Alkalifeldspat-rhyolit
- 2 Rhyolit
- 3 Dacit
- 4 Alkalifeldspat-trakyt
- 5 Trakyt
- 6 Latit
- 7 Andesit/Basalt
- 8 Phonolit
- 9 Tephritisk phonolit
- 10 Phonolitisk tephrit/basanit
- 11 Tephrit/Basanit
- 12 Foidit (f. eks. Nefelinit)



Hvad skal bjergarten hedde ?

af Jens Konnerup - Madsen

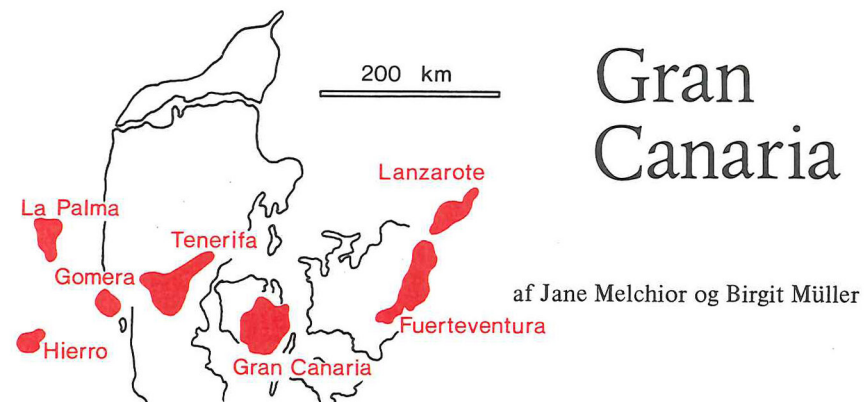
STRECKEISEN'S DIAGRAMMER TIL NAVNGIVNING AF MAGMATISKE BJERGARTER

Streckeisen's diagrammer (Figur 1 og 2) bruges til navngivning af magmatiske bjergarter, hvis indhold af mafiske (mørke) mineraler er mindre end 90 % af bjergarten. Da bjergarter bestående af mere end 90 % mafiske mineraler er mere ualmindelige - og også vanskeligere at navngive på basis af håndstykker - vil vi gemme deres inddeling til en anden god gang.

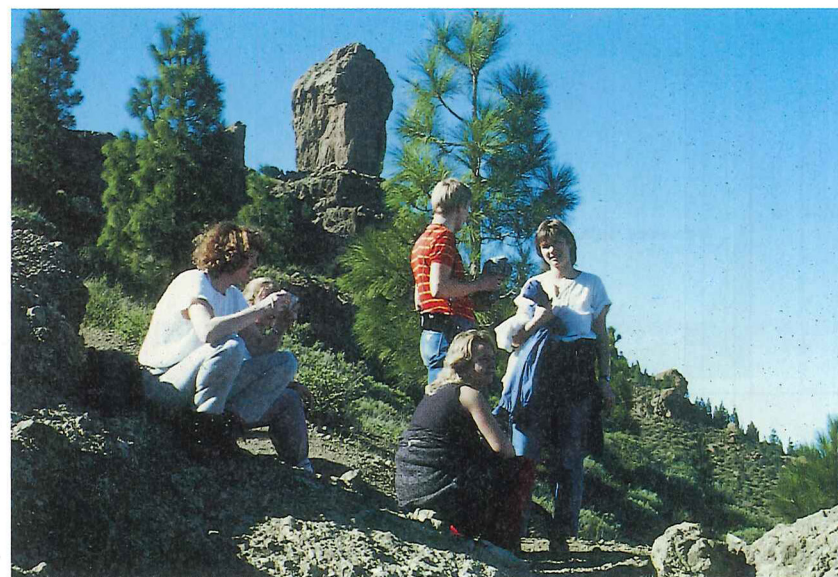
Inddelingen er baseret på en bjergarts indhold af følgende mineraler og mineral-grupper:

- Q Kvarts
- A Alkalifeldspat (dvs. orthoklas, mikroklin, perthit, sanidin, anorthoklas og albit)
- P Plagioklas (dvs. plagioklaser der indeholder mere end 10 % af plagioklas-komponenten anorthit)
- F Feldspatoider eller foider (dvs. mineraler som nefelin, leucit, analcim og sodalit, mineraler der alle er fattigere på silicium-oxid end feldspaterne)
- M Mafiske (mørke) mineraler (dvs. glimmer, amfibol, pyroxen, olivin, malm mineraler, diverse mineraler der kun er tilstede i meget små mængder, de såkaldte accessoriske mineraler, samt andre mineraler som granat, karbonater, osv.

En bjergart navngives således på grundlag af deres relative indhold af lyse mineraler (kvarts, alkalifeldspat, plagioklas og feldspatoider), idet summen af de lyse mineraler først omregnes til 100 %. Der er altså tale om en mineralogisk klassifikation af bjergarter, baseret på deres faktiske mineralindhold. Dette kan for eksempel fås ved at tælle antallet af korn af de forskellige mineraler i et håndstykke eller i et tyndslib af bjergarten. En sådan 'punkttælling' kan let lade sig gøre på plutoniske bjergarter, hvis grovkornethed tillader identifikation af de enkelte mineral-korn. I vulkanske bjergarter er noget tilsvarende ofte kun i en vis grad muligt, idet vulkanske bjergarter ofte har et indhold af glas eller er så finkornede, at deres faktiske mineralindhold ikke kan bestemmes. For vulkanske bjergarter foretages derfor som regel en beregning af bjergartens 'forventede' mineralindhold ud fra en kemisk analyse af bjergarten, hvorefter det opnåede 'forventede' mineralindhold bruges til at navngive bjergarten med.



I forbindelse med geologiundervisningen for naturgeografer ved Københavns Universitet har en gruppe på 10 studerende og 2 lærere foretaget en ekskursion til Gran Canaria for nærmere at undersøge øens spændende geologi. To af de studerende viderebringer i dette nummer af VARV en lille del af turens geologiske oplevelser baseret dels på forarbejdet og dels på nogle af de aspekter, man med fordel kan nyde på øen som turist.

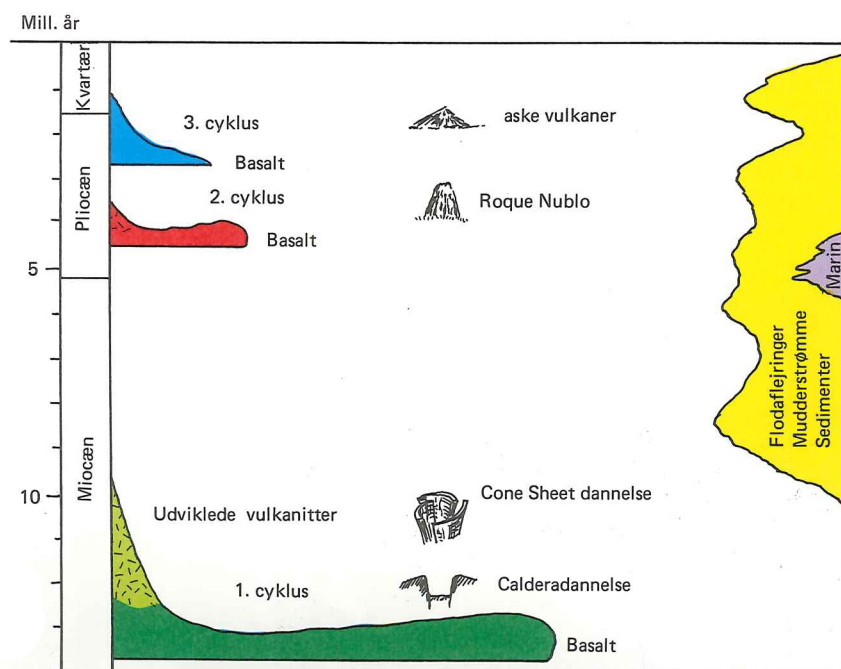


Figur 1. Roque Nublo på det centrale Gran Canaria.

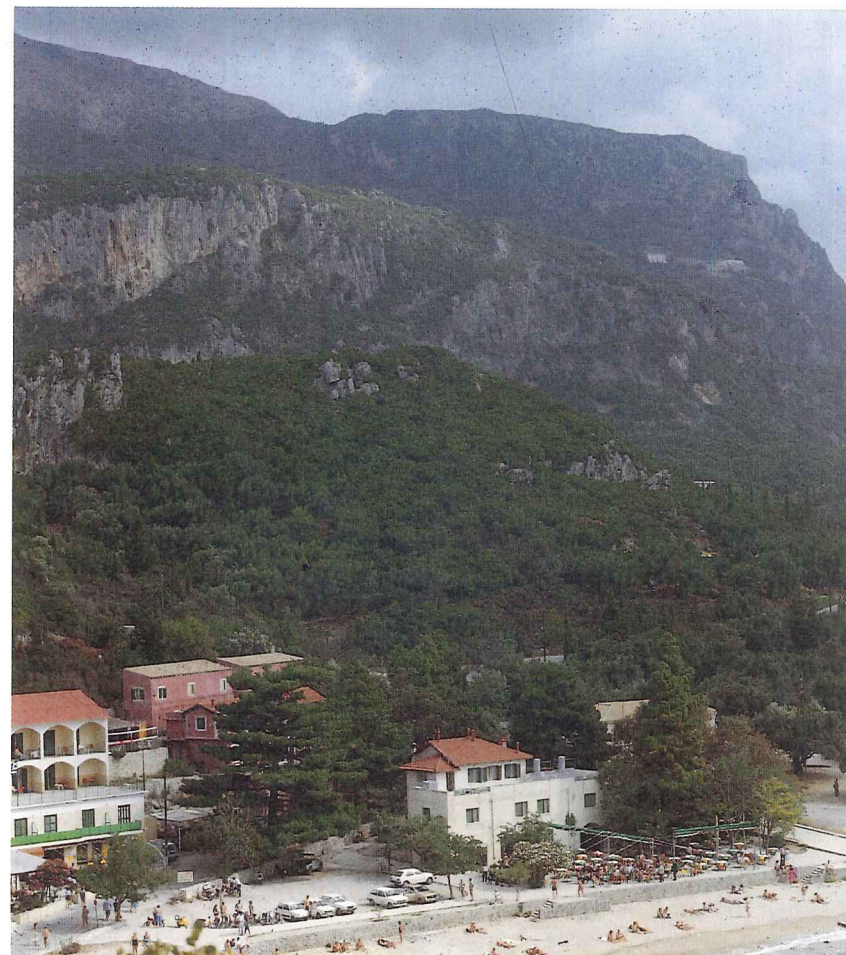
Gran Canaria er en vulkanø. De vulkanske aflejringer kan opdeles i 3 veldefinerede magmacykler adskilt af mellemliggende perioder med erosion, hvor der er dannet *barrancos* (erosionsdale) og opbygget sedimentære terrasser.

Den første magmatiske cyklus henføres til Miocæn, den anden cyklus til Pliocæn, også kaldet *Roque Nublo*-vulkanismen efter den imponerende monolit i den centrale del af øen (fig. 1), og den tredje og sidste cyklus henføres til sen Pliocæn og Kvartær.

Som det fremgår af fig. 2 var udbrudsmængderne størst i initialfaserne og aftagende fra cyklus til cyklus, og udbredelsen af de forskellige cyklers bjergarter er vist på fig. 3.



Figur 2. Oversigt over hændelsesforløbet for Gran Canaria i de sidste ca. 15 millioner år. Til venstre angiver "tungerne" de 3 vulkanske cykler, hvoraf den første var næsten 10 gange større i lavaproduktion end de senere. I midten ses tidspunkterne for calderadannelse, cone sheets og Roque Nublo. Til højre er meget skematisk vist tidsrum for større erosionsfaser med dannelse af sedimenter til følge (jordskred, mudder- og flodstrømme). Et enkelt niveau med marine aflejringer er indlagt. Farverne svarer til de i figur 3 anvendte.



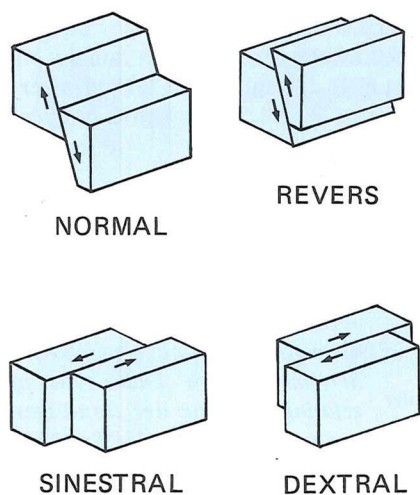
Figur 8. Forkastningsvæg ('escarp') ved badebyen Palaeocastritsa på den græske ø Korfu. Den er en af de talrige aktive forkastninger i Grækenland hvorfra de jordskælv udgår, der til stadighed ryster den græske verden. Den stejltstående forkastningsvæg, escarp, er 200-400 m høj og deler øen Korfu i en nordlig bjergrig egn og et sydligt fladland. Den nordlige del er den dextralt, sideværts forsatte sydlige spids af den alpine bjergkæde Dinariderne, der strækker sig S-N op gennem hele Jugoslavien.. Den sydlige del af Korfu ligger ovenpå en langstrakt salthorst, hvorfra man i toppen bryder gips af horstens kappebjergart ('cap-rock'). Af samme grund er grundvandet på den sydlige del af øen en lille smule salt, hvorimod vandet på nordøen består af det klareste kildevand, der vælder ud af de Mesozoiske kalksten.

af et telegram med en forudsigelse dog oftest lyde: Et jordskælv med styrken $M = 6.0$ kan forventes med epicenter 300 km vest for Athen eller $M = 5.0$ 170 km vest for Athen.

I efteråret 1983 opsummerede grækerne resultaterne fra første prøveår med jordskælvforudsigelser ved hjælp af SES for de 3 største byer: Athen, Thessaloniki og Patras. Ud af 24 jordskælv med en styrke på omkring $M = 5$ var der 18 succesfulde forudsigelser. De resterende 6 jordskælv var ikke indberettet på grund af tekniske fejl eller lignende. I 3 af tilfældene blev SES faktisk registreret, men da stationen ikke var bemannet, kunne der ikke sendes forvarsel. Grækerne er nu så sikre på deres SES system, at de entydigt konkluderer, at før ethvert større jordskælv vil der være et seismisk elektrisk signal, og efter ethvert seismisk elektrisk signal vil der altid komme et jordskælv, hvis størrelse og epicenter nogenlunde kan forudsiges.

Forudsigelse af Jordskælv i Danmark ?

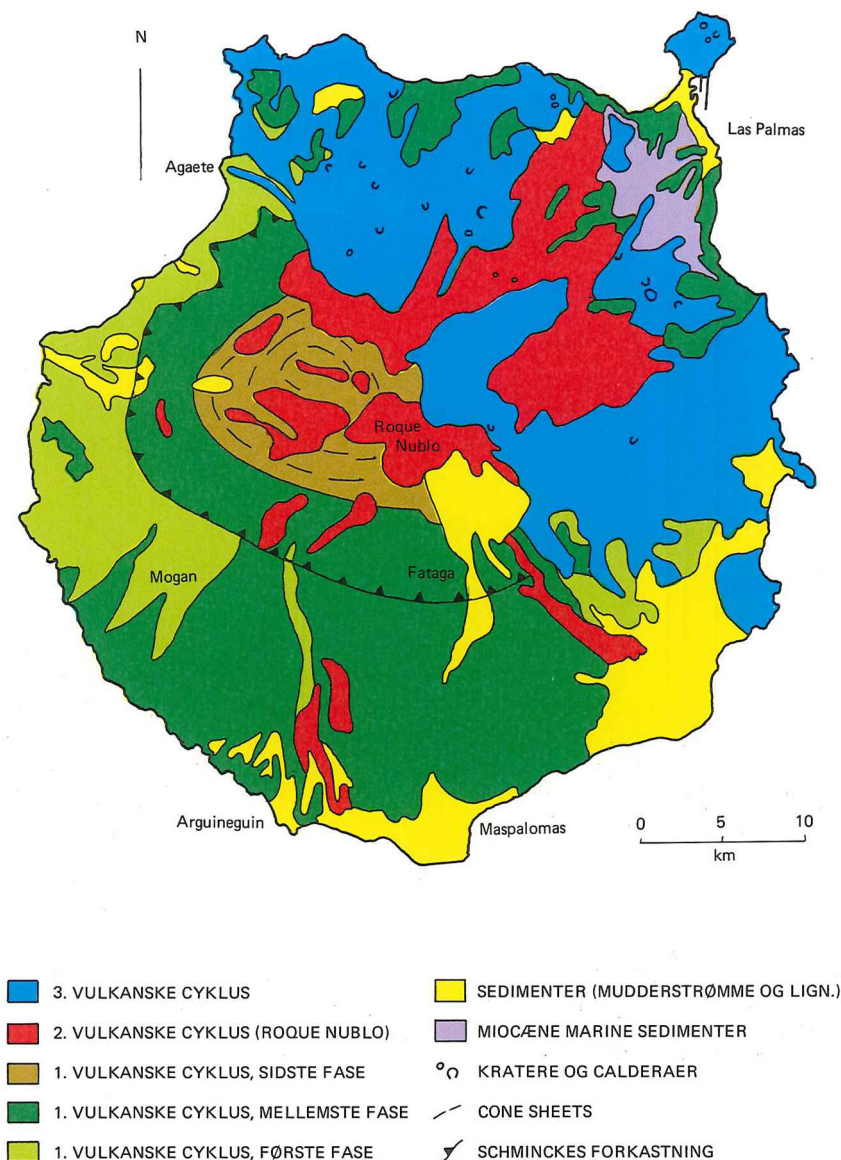
Ville det ikke være en udmærket ide, at få etableret et lignende varslingsystem i Danmark ? Hertil må man nok sige, at vi ikke må miste vor proportionssans. Alene i Grækenlands hovedstad Athen er der tale om gennemsnitlig 6 større jordskælv om året, hvorimod der for Københavns vedkommende kan gå flere 10-år mellem at et jordskælv af samme styrke registreres. Alene at få kalibreret stationerne i Danmark ville tage 25-50 år. Vi må herhjemme 'nøjes med' den glædelige konstatering, at vi faktisk befinder os i et område, der seismisk set er fredeligt og roligt i forhold til de steder i verden, hvor jorden virkelig ryster.



En forkastning er et plan eller en smal zone, langs hvilken der er sket en forskydning af bjergarterne.

En normal forkastning fås, når blokken ovenpå forkastningsplanet er sunket i forhold til blokken nedenunder. Er det modsatte sket, fås en revers forkastning.

Forkastninger, hvor bevægelsen har været horisontal benævnes sideværts forkastninger. Man skelner her mellem to typer: venstregående (sinistrale) og højregående (dextrale), hvor man for at følge fortsættelsen af et lag, der løber op til forkastningsplanet, skal gå henholdsvis til venstre og til højre for at finde det samme lags fortsættelse på den anden side af forkastningsplanet.



Figur 3. Forenklet geologisk kort over Gran Canaria.

Morfologi

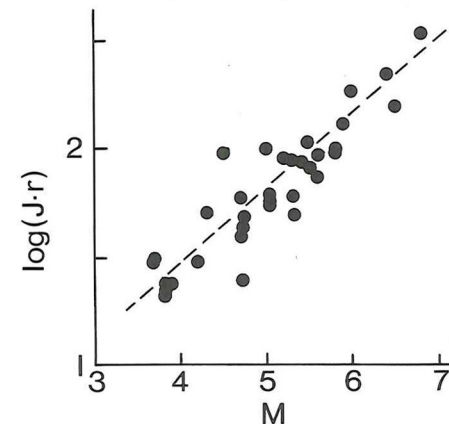
Det mest iøjnefaldende ved overfladeformerne på Gran Canaria er de mange barrancos (erosionsdale), som radierer ud fra øens centrum. Barranco'erne er dannet i forbindelse med intensiv vanderosion, og deres nuværende udseende er naturligvis udformet siden de sidste udbrud. Barrancodannelsen har dog fundet sted i hele øens historie, idet man flere steder kan finde gamle - nu opfyldte barrancos, som senere er blevet gennemskåret af yngre (fig. 4 og 5).



Figur 4. En barranco (erosionsdal) på Gran Canaria. Barranco'erne blev især dannet i tidsrummene mellem de vulkanske cykler, hvor forvitring og vanderosion fjernede det løsnede materiale og skabte dybt nedskårne dale.

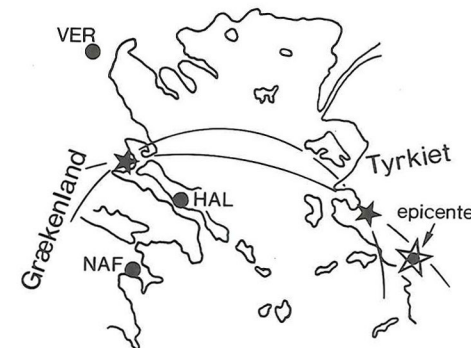
Et andet morfologisk fænomen er caldera'er, som vist på fig. 6. En caldera dannes i forbindelse med tømningen af et magmakammer, hvorved der sker en ned-synkning af vulkanens top. Den tyske geolog H. U. Schmincke har således på-

have indsamlet erfaring om, hvilke jordskælvstyper der gav rimeligt genkendelige signaler, blev man nu i stand til at forudsige jordskælv. Første trin i forudsigelsen er, at man fra flere stationer modtager et SES. Lad os som eksempel antage, at man fra station A modtager et signal med intensiteten $J=0.5$ og ved station B modtager et signal med $J=0.2$. Man kan da beregne, at epicentret må ligge på en apollonisk cirkel (forholdstalscirkel), hvor punkterne på cirklen har en afstand fra A og B i forholdet $0.5/0.2$. Lad os herefter antage, at den apolloniske cirkel har en gennemsnitlig afstand fra A på 40 km, hvilket giver $J \times r = 20$. På figur 6 svarer det til en M_s værdi på ca. 3.7. Eksemplet svarer direkte til en 8 timers forudsigelse af et jordskælv den 28. maj 1983 i det østlige Grækenland.



Figur 6. Sammenhængende værdier af logaritmen til produktet af intensiteten (J) og afstanden (r) fra epicentret, og den målte tilsvarende styrke (M) af jordskælv.

I figur 7 er der vist et andet eksempel på en jordskælvs forudsigelse. Her kan der konstrueres 2 apolloniske cirkler ud fra 3 stationers registrering af SES. De to cirkler skærer hinanden i 2 punkter, men erfaringsmæssigt kan kun det ene skæringspunkt anses for at være et sandsynligt epicenter. Det lykkedes her i juni 1983 at forudsige et jordskælv i Tyrkiet på $M_s = 4.5$. Hyppigt vil ordlyden



Figur 7. Konstruktion af epicentrets beliggenhed ved hjælp af apolloniske cirkler. De to stjerner viser de to mulige beliggenheder, men ud fra andre typer af erfaringer kunne det forudsiges, at jordskælv ville forekomme i det vestlige Tyrkiet. Epicentret for jordskælv den 9. juni 1983 med styrken $M=4,5$ er også vist.

ions N-S linie, uden at der ses nogen ændring på Ø-V linien, og samtidig kan der mellem 2 stationer, der har registreret SES, optræde en station, hvor der ikke er målt nogen ændring. Ved hver station er ΔV -skalaen blevet kalibreret, og ved til stadighed at sammenligne SES fra de enkelte stationer med jordskælvsstyrken (M_s) og afstanden til epicentret har man fundet en direkte, logaritmisk proportionalitet mellem intensiteten af signalet (SES) og jordskælvsstyrken (M_s), og dermed også med afstanden til epicentret.

Den italienske seismolog G. Mercalli opstillede i 1902 en empirisk skala til bedømmelse af jordskælvsstyrker. Med en focusdybde på omkring 10 km er de beregnede M_s -værdier anført:

Mercalli	Effekt	M_s -værdi
I	Kan ikke skelnes fra en forbigående lastbil	
II	Ophængte lamper og penduler svinger	2.5
III	Vandstrålen fra et brusebad svinger, rystelsen mærkes på bare tæer	3.0
IV	Folk vækkes, biler rokkes og vinduer rasler	3.5
V	Føles af alle	
VI	Puds revner, møbler vælter	
VII	Puds falder af væggene, rystelser mærkes i kørende biler	5.5
VIII	Frie vægge vælter, vandspejl i brønde ændres	6.0
IX	Bygninger ødelægges, jordledninger brækker sprækker i jordoverfladen	7.0
X	Fundamenter beskadiges, jernbaneskiner bøjes	
XI	Kun få bygninger tilbage, forkastninger i overfladen	8.0
XII	Total ødelæggelse, jorden bølger ting kastes rundt i luften	8.8

Intensiteten af et jordskælv er blandt andet afhængig af bølgeenergien. Jordskælvsstyrken (M_s) og bølgeenergien (E) sammenknyttes efter følgende formel:

$$\log E = 4.8 + 1.5 M_s$$

Græske erfaringer

Efter at de 18 målestationer var kalibreret og efter at man havde eftervist den lineære sammenhæng mellem jordskælvsstyrken (M_s) og logaritmen til produktet af signalintensiteten (J) og afstand til epicentret (r), se fig. 6, samt efter at



Figur 5. Ældre opfyldt barranco, der gennemskæres af en yngre.



Figur 6. Caldera

stået, at øens centrale del netop er en kæmpecaldera (*Caldera de Tejeda*), men den er - kan man roligt sige - meget vanskelig at få øje på i landskabet. Til støtte for teorien er vel kun den forkastning, 'Schminckes forkastning', som gennemskærer området (fig. 7).

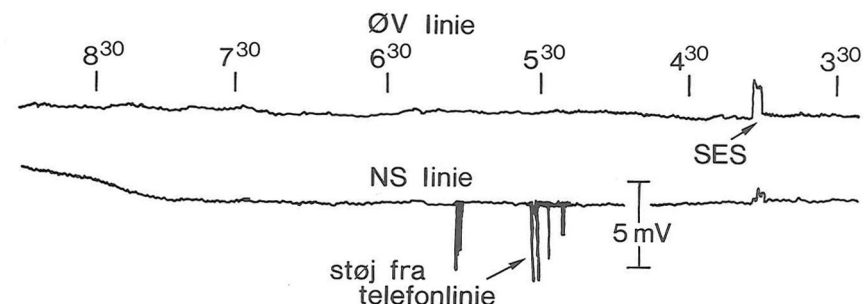


Figur 7. Schminckes forkastning.

Det tredje særegne morfologiske træk kendetegner den nordlige del af øen, nemlig en række 'cinder cones' (askekegler), der er knyttet til den yngste vulkanske aktivitet, og som er vulkankegler opbygget af løse udbrudsprodukter. Disse 'cinder cones' er så unge, at erosionen endnu ikke har formået at fjerne dem, se fig. 8.

Lavadækkernes former

På Gran Canaria er et stort antal varierede lavatyper repræsenteret. Af særlig in-



Figur 5. Et forenklet eksempel på registrering af SES. Bemærk at signalet ved den viste episode er størst på ØV-linien. Samtidig kan det ses, at NS-linien er den mest magnetisk følsomme, da den giver udslag selv for telefonliniens elektromagnetiske felt. Bemærk tillige intensitetsfaldet på NS-linien omkring kl. 8.00. Dette fald kan muligvis fortolkes som 'kineser-effekten' forud for selve jordskælvet, der indtrådte kl. 13.30.

Ved hver station måles der både mellem to elektroder opstillet i N-S retning og mellem to i Ø-V retning. Det dybtliggende jordelektriske felts natur er endnu ikke fuldstændigt forstået. For eksempel kan SES tydeligt optræde på en stat-

Størrelsen af Jordskælv

Jordskælvenes styrke (M) kan beregnes fra følgende formel:

$$M = \log \frac{A}{T} + f(\Delta, h)$$

hvor A er jordskælvsbølgens største amplitude (udsving), som måles i micrometer. T er jordskælvsbølgens periode, det vil sige den tid, det tager for en bølgelængde at passere et bestemt punkt. Δ er den epicentrale vinkel, nemlig vinklen mellem målepunktet og jordskælvets epicenter set fra jordskælvets focus. h er dybden fra epicenter til focus.

Seismologen C. F. Richter opstillede i 1935 'Richter skalaen' for målinger af jordskælv fra dybder på ca. 10-20 km i Californien. Seismologen M. Båth fra Sverige har i 1967 foreslået følgende ligning for måling af overfladebølgenes styrke (M_s):

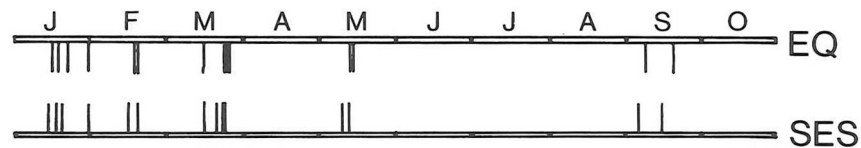
$$M_s = \log \frac{A}{T} + 1.66 \log \Delta + 3.3$$

Denne ligning danner nu basis for den mest almindelige brugte skala til bedømmelse af jordskælvsstyrken. Bemærk at skalaen er logaritmisk, hvilket betyder, at et jordskælv med $M_s = 4$ er 10 gange så kraftigt, som et med $M_s = 3$, og $M_s = 5$ er 100 gange kraftigere end $M_s = 3$.

jordfelt, som optræder mange timer før jordskælv. Metoden betegnes SES, hvilket står for Seismisk Elektrisk Signal, og måleopstillingen er ret simpel, idet man blot begraver to messingelektroder i 2 meters dybde med ca. 100 meters mellemrum og måler spændingen imellem dem.

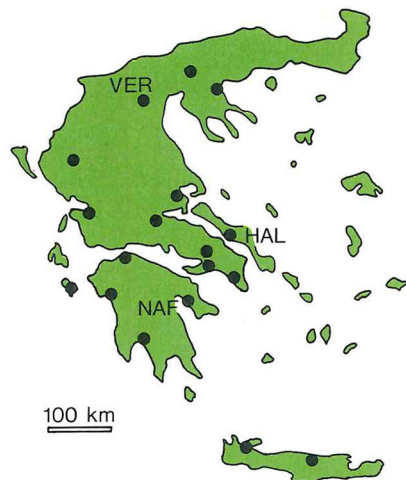
Variationer i Jordens elektriske felt forud for Jordskælv

Siden marts 1981 har man på forskellige målestationer i Grækenland målt den jordelektriske feltstyrke. Efter at have trukket støjen fra forskellige atmosfæriske forstyrrelser fra, har man fundet en systematisk sammenhæng mellem et kortvarigt spændingsfald (SES) og et jordskælv 6 til 115 timer efter (fig. 3).



Figur 3. Tidsskema fra en enkelt målestation visende sammenhæng mellem jordskælv (EQ) og registrerede seismiske signaler (SES) for en 10 måneders periode (Januar-Oktober) i 1983. Jordskælvenes styrke er alle større end $M=5$, og SES intensiteterne er større end $\Delta V=0.5$ mV.

Da SES er en forandring af et elektrisk felt sker udbredelsen næsten med lysets hastighed. Man kan derfor forvente at måle det samme signal på samme tid ved forskellige stationer. Derfor har man siden slutningen af 1982 målt SES ved 18 forskellige stationer, der ligger jævnt fordelt ud over Grækenland (fig. 4). Et typisk måleresultat er vist i fig. 5.



Figur 4. Kort over Grækenland, med beliggenheden af målestationerne angivet. De tre senere omtalte stationer er fremhævet med bogstaver.



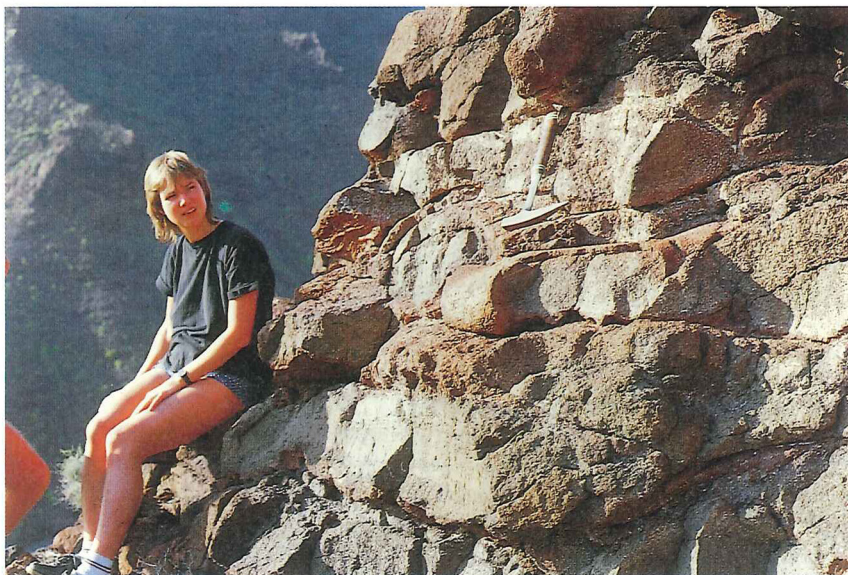
Figur 8. Cinder cone (askekegle), Pico de Galdar.

teresse kan nævnes bloklava (der med den traditionelle betegnelse fra vulkanøen Hawaii kaldes *aa*). Denne lavatype er 'rodet' og 'knudret' og er vist i fig. 9. Pladelava (Hawaii-betegnelse: *pahoehoe*) har ofte en jævnere overflade og er dannet af sejgtflydende lava, der har bevæget sig som på 'larvefødder' oven på sit eget materiale. Herved er frontlavaer hele tiden blevet dækket af bagfrakommende lava. Den gasmængde der er i flydende lava søger opad, hvorfor der ofte er særligt mange hulrum efter gasbobler i den øvre del af lavadækkerne. En lille varm lavastrøm kan bryde op gennem sin egen skorpe og sende en tunge ud på den størknede overflade. Det er disse tunger, der har givet lavaen navn ('tovværkslava'), se fig. 10.

En særlig lavatype er pudelava, der er lava, som er størknet under vand. Her foregår afkølingen så hurtigt, at den flydende lava størkner til pude- eller sækkelignende former, der flades ud af vægten af nye overliggende puder. Hver enkelt 'pude' har en glasagtig overflade, mens pudens indre dele er mere bløret. I udseende kan det være svært at skelne pahoehoe-tunger fra pudelava, men pudelava har altid en karakteristisk radierende opsprækning og ofte blærefyldte kerner (fig. 11), mens pladelavaens tunger mangler denne opsprækning. Denne skelnen er betydningsfuld, idet den ene type, pladelavaen, er dannet over havoverfladen, mens den anden, pudelavaen, er størknet under vand.

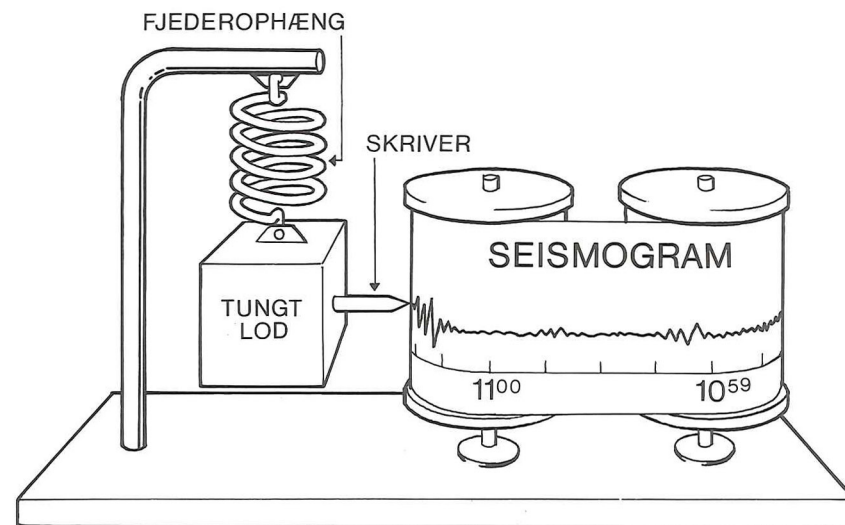


Figur 9. Bloklava (Aa).



Figur 10. Pladelava af pahoehoe-typen.

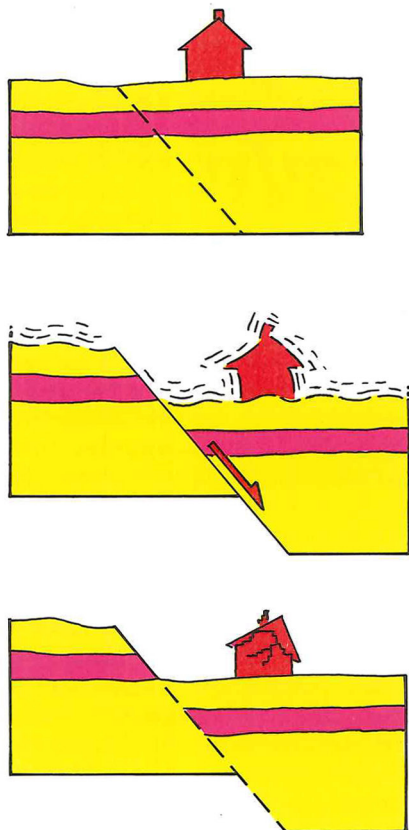
overtryk, der udløser et jordskælv. Målingen af de dybtliggende elektriske felter er foretaget af russerne i Kamchatka siden 1966. Her har man konstateret en vis sammenhæng med et fald i feltstyrken i 3-16 dage før et større jordskælv, men man har endnu ikke forsøgt at sætte disse målinger i system, så det kan fungere som varslingsystem.



Figur 2. Sådan måles jordskælv: Når jorden skælver, vil hele den viste opstilling ryste med undtagen det tunge lod, der på grund af sin store energi vil hænge stille. Relativt vil det derfor virke, som om lodet hopper op og ned, medens dets udsving aftegnes på papirrullen (seismogrammet).

I Japan har man 60 km syd for Tokyo siden 1968 forsøgt at måle forandringer i den elektriske modstand ved at sende strøm gennem jorden mellem to ydre elektroder med få meters afstand. Ved hjælp af to indre elektroder måles potentialeforskellen. Denne metode giver dog kun modstandsvariationen i de øverste jordlag og skulle ikke nå i dybden, men 21 gange ud af 30 har det været muligt at se modstandsfald nogle timer før et jordskælvshock. I Japan har man tillige kunnet måle fald i selvpotentialet og det magnetiske felt, men ingen af disse metoder kan kunnet anvendes som varslingsystem. Derimod har man i Kina siden 1970 været i stand til at måle udsving i jordelektriske strømme, udsving som var sammenfaldende med jordskælv. Denne såkaldte 'kineser effekt' består i et fald i den elektriske jordspænding ca. 5 timer før jordskælvet, og efter jordskælvet opbygges den samme spænding igen.

Den græske metode består i at måle en forbigående forandring i det elektriske



Figur 1. Jordskælv opstået ved normalforkastning. Størstedelen af denne type jordskælv starter ved basis af den sprøde øverste del af jordskorpen i ca. 6-12 km's dybde, og hyppigst vil forkastningsplanet hælde mellem 30 og 60 grader.

Registrering af Jordskælv

Registrering foretages ved hjælp af en seismograf (fig. 2). Med forskellige måleopstillinger er det muligt at bedømme de forskellige jordskælvsbølgers indbyrdes styrke og hastighed. Desuden kan man ud fra flere seismiske stationers registrering af det samme jordskælv beregne, hvor epicentret ligger, og hvor dybt jordskælvets focus ligger (focus er det sted i jorden, hvor forskydningen finder sted, og epicentret er det punkt på jordoverfladen, der ligger lige over focus).

Naturligvis kan man ud fra registrering af jordskælv beregne sandsynligheden for nye jordskælvs optræden forskellige steder, men hvordan forudsiger man direkte, at et nyt jordskælv vil finde sted?

Forudsigelse af Jordskælv

Forudsigelsen af jordskælv er baseret på den ide, at det dybtliggende jordelektriske felt undergår målbare forandringer under den gradvise opbygning af det



Figur 11. Pudelava over marine lag fra Báhia del Confital.

Lavadækkernes bjergarter

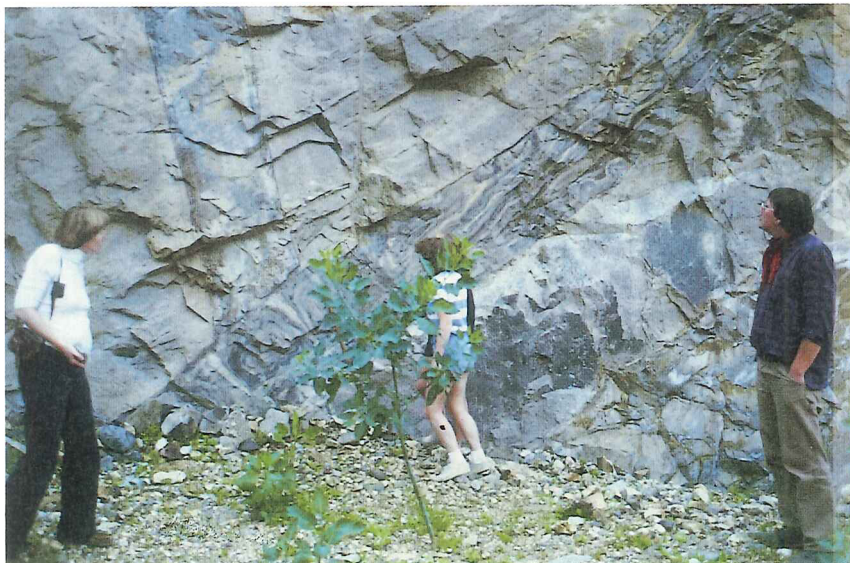
På Gran Canaria er lavadækkernes bjergarter dels de 'mættede' (basalt og trakyt) og dels de 'undermættede' (phonolit og nephelinit), der dominerer, idet kiselsyreindholdet (SiO_2) er relativt beskedent i de fleste af udbrudsserierne, men den SiO_2 -rige bjergart rhyolit findes dog også.

I basalterne ses ofte smukke veludviklede strøkorn af olivin og pyroxen, men som det er karakteristisk for vulkanske bjergarter, der størkner på jordoverfladen, er de enkelte krystaller kun sjældent store. Phonolitbjergarterne har en karakteristisk syngende klokkelyd, når man slår på dem med en hammer. Phonoliter findes blandt andet i *Fataga-dalen* og kan også 'anslås' på spadsereturen op til *Roque Nublo*.

Trakyt-bjergarter kan man finde i de koncentriske sprækkesystemer, der opstod ved dannelsen af *Caldera de Tejeda*. Sprækkerne blev udfyldt med flydende materiale, der blev presset op på samme måde, som indholdet i en fyldt flaske vil presses op, når man stikker en finger ned i flaskehalsen (fig. 12).

De løse udbrudsprodukter

Løse vulkanske udbrudsprodukter findes mange steder på Gran Canaria. De er, i modsætning til lavastrømmene, dannet ved at magma 'sprøjtes' ud af vulkanen ved frigørelse af gasser, og størkningen finder sted ved nedfaldet gennem luften.



Figur 12. Cone sheets.

Der skelnes mellem flere typer løse udbrudsprodukter, blandt andet tuff (kompakteret aske og støv), lapilli (ærtstore stærkt blærede askekorn), slagger og pimpsten (større henholdsvis basaltiske og rhyolitiske blærefyldte udbrudsprodukter) og vulkanske bomber. Blandt andet ved *Pico de Arucas* kan man se hele bjerge af lapilli (fig. 13), og slagger er vidt udbredt ved *la Canaria de las Arenas*.

Ignimbriter

En speciel og for Gran Canaria meget karakteristisk bjergart er *ignimbriter* - og så kaldet svejsetuffer. De dannes ved meget voldsomme aske- og gasudbrud, hvor de gasfyldte udbrudsprodukter bevæger sig hen over jordoverfladen med stor hastighed og breder sig ud over store arealer. Ved aflejringerne er materialet så varmt, at tuffbestanddelene, faste udbrudsprodukter, fragmenter af sidestenen, glasstumper, pimpsten og lapilli øjeblikkeligt svejses sammen, i modsætning til almindelige tuffer, hvor cementering og kompaktering først sker senere. Ignimbritstrømme er ofte lagdelte med en 'løsere' under- og overside, hvor afkølingen er sket hurtigere end i det mere kompakte midterparti, der tit er meget massivt med flydestrukturer (fig. 14). I grænserne mellem de enkelte ignimbritlag ses undertiden rødlige jordbundshorisonter (laterit-profiler), som er dannet ved forvitring i de øvre dele af den nedre ignimbritstrøm (fig. 15), hvilket vidner om, at der tidsmæssigt har været ophold mellem de enkelte strømme.

Forudsigelse af jordskælv

af Stig Schack Pedersen

I midten af juni måned 1985 blev Øresundsregionen udsat for et middelstort jordskælv. Flere mennesker oplevede for første gang den ubehagelige fornemmelse af uhygge, en jordskælvsrystelse medfører. Et par dage senere blev geologen Claus Heinberg interviewet i TV om jordskælvsfare - specielt i Øresundsregionen med henblik på den mindre heldige placering af atomkraftværket Barsebäck. Barsebäck ligger rent faktisk inden for den Fennoskandiske randzone, der er karakteriseret af adskillige forkastninger, og chancen for at Barsebäck rammes af en større jordrystelse (større end 5 på Richterskalaen) er mere end 10 % inden for 100 år.

Helt naturligt rejser det spørgsmål sig, om det er muligt at forudsige jordskælv. Svaret på spørgsmålet er ja - med forbehold for hvilken geografisk region, man befinder sig i. Man kan måle og forudsige, at et jordskælv vil indtræffe, og metoden med tilhørende dokumentation til at foretage disse forudsigelser blev sidste år beskrevet af geofysikerne P. Varotsos og K. Alexopoulos fra Athen. Der er nu i Grækenland oprettet et system af målestationer, som med ca. et halvt døgn varsel kan forudsige fremkomsten af større jordskælv.

Hvad er et jordskælv ?

Et jordskælv er den rystelse, der finder sted, når der sker bevægelser langs en forkastning i den sprøde og stive del af jordskorpen (fig. 1). Ofte vil man efter et jordskælv kunne se sprækker i jordoverfladen, sprækker der direkte markerer, hvordan forsætningen har været langs forkastningen (se VARV 1984/4).

Faren ved de fleste jordskælv er ofte de sekundære følger såsom antændelse af brande, udløsning af store jordskred, og langs med kystområder *tsunamis*. En tsunami er en stor bølge på havet, der er opstået som følge af en jordrystelse på havbunden. Bølgen kan være 10-30 meter høj, når den når kysten, og den bevæger sig med en hastighed på omkring 100 km/time. En sådan pludselig bølge, der - på en ellers stille og fredelig dag - skaber totalt kaos ved at kaste både på land og vælte alt omkuld, er i mindre målestok kendt fra Øresundsregionen. Hvis nogen af VARVs læsere har oplevet sådanne begivenheder, vil vi gerne høre om dem.

vis stationær sprækkezone, i hvilken magma trænger op, giver mulighed for at et større vulkansk område kan være aktivt gennem en længere periode.

Den model, der bedst tilfredsstiller den cykliske aktivitet og den store variation i bjergartssammensætningen på Gran Canaria, synes at være den i fig. 21 D viste i en svaghedszone mellem kontinental - og oceanbundsskorpe med mulighed for opsmeltning såvel af underlaget som af de ovenliggende sedimenter. Men øgruppens dannelse er kompleks, mange forskellige faktorer har sikkert haft indflydelse på den rigt varierede form for vulkanisme og lokaliseringen af den.

Vi håber, at denne artikel har øget interessen for at holde ferie på Gran Canaria - af andre grunde end blot sol og strand.

HVORFOR HEDDER BJERGARTER DET DE GØR ?

Man skulle umiddelbart tro, at der blandt geologer var enighed om betydningen af bjergartsnavne som granit, syenit og gabbro. Sådan er det da efterhånden også blevet, men da geologi i slutningen af forrige århundrede udviklede sig i mere videnskabelig retning, var dette langt fra tilfældet. Dengang herskede forskellige 'skoler', for eksempel i Tyskland, USA og Rusland, der hver havde deres systemer til at klassificere og navngive bjergarter efter. Resultatet af dette var, at det for at læse en geologisk afhandling var nødvendigt at vide, hvilken af skolerne forfatteren fulgte. Denne situation var ret uholdbar og havde ofte helt uoverskuelige konsekvenser, når forfatteren skrev i øst og læseren læste i vest. Derfor gjordes da også en del forsøg på at nå frem til en internationalt akcepteret og entydig måde at klassificere bjergarter på, men indtil omkring 1970 havde intet sådant system vundet international anerkendelse og udbredelse.

I midten af 60'erne forsøgte professor Albert Streckeisen fra Bern at skabe et sådant klassifikations-/navngivnings-system for magmatiske bjergarter på grundlag af en spørgeskemasundersøgelse. Resultatet af denne geologiens største opinionsundersøgelse vakte stor opmærksomhed og førte til, at Den Internationale Geologiske Union nedsatte en kommission, hvis opgave det blev at fremlægge forslag til navngivning af magmatiske bjergarter. Kommissionens forslag er løbende blevet offentliggjort i internationale geologiske tidsskrifter til kommentering. I en artikel senere i dette nummer skal vi kort omtale det af de foreslåede klassifikationssystemer, der har vundet mest udbredelse til navngivning af magmatiske bjergarter, nemlig de såkaldte 'Streckeisen diagrammer'.

- se side 94.



Figur 13. Vejprofil visende lapilli ved Pico de Bandama.

Ikke-vulkanske aflejringer

De ikke-vulkanske aflejringer på Gran Canaria består hovedsageligt af forvittringsprodukter fra de vulkanske bjergarter, og de er især aflejret i bunden og langs siderne af barranco'erne. Derudover findes der nogle få marine horisonter, der er dannet ved transgressioner af havet i tiden mellem første og anden magmacyklus. Ved *Báhia del Confital*, på øens nordkyst lige vest for *Las Palmas*, ses dels et marint lag overlejret af pudelava, og dels *Lahars*, der er afsætninger af vulkanske mudderstrømme. Lahars består af forvittringsmateriale i blandet fragmenter fra vulkanudbrud - bomber, pimpsten og lignende, samt plante- og træstykker fra landjorden. Ofte er det karakteristisk, at de største og tungeste partikler ligger øverst, sandsynligvis fordi bevægelsehastigheden i bunden af den vandfyldte strøm var større, end i de overfladenære lag. Fra nutidige strømme ved man, at hastigheder på op til 25 - 30 km/t ikke er ualmindelige i vulkanske mudderstrømme, der f. eks. kan opstå ved tømning af en kratersø.

Strandsandet på Gran Canaria er meget forskelligt fra det, vi kender fra de danske strande. Som oftest er det sort, gråt eller rødt, idet det overvejende består af pyroxen, feldspat og olivin. Det er altså ikke forurening, der farver sandet, men en anden mineralsammensætning end den danske, hvor kvarts og feldspat dominerer.



Figur 14. Ignimbriter.



Figur 15. Vejprofil visende ignimbritstrømme. Rødfarvning skyldes laterit.

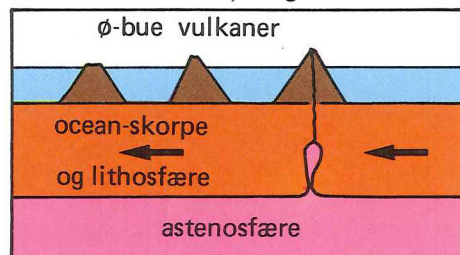
seismiske undersøgelser er man ikke kommet langt. Oceanbunden omkring de Kanariske Øer er dækket af flere kilometer tykke lag af sedimenter, der gør en bestemmelse af underlagets karakter meget vanskelig. Man har også forsøgt sig med magnetiske målinger, men igen slører det tykke sedimentlag underlagets beskaffenhed. Som det fremgår af figur 20 har det ikke været muligt at registrere magnetiske forskelle (anomalier) i områderne i umiddelbar nærhed af ø-gruppen. Det kan naturligvis skyldes, at der ikke er magnetiske forskelle, hvilket så ville tyde på, at underlaget er kontinentalskorpe, eller at en meget intensiv opsprækning med mange vulkanske tilførselskanaler vanskeliggør en sand tolkning. De manglende magnetiske anomalier gør det også vanskeligt at vide, om de transforme forkastninger (fig. 21 B) fortsætter ind under øerne.

Alt i alt tyder de samlede undersøgelser på, at der under Gran Canaria og de øvrige vestlige øer findes oceanbundsskorpe, mens meget taler for, at der er kontinentalskorpe under de østlige øer - Fuerteventura og Lanzarote, og til trods for manglende sikre seismiske resultater (på grund af de tykke sedimentlag), synes området at være påvirket af et forkastningssystem parallelt med den afrikanske kyst. Hvis nogle af de Kanariske Øer ligger på kontinentalskorpe, kan deres oprindelse ikke sættes direkte i forbindelse med oceanbundsspredning, og bjergartsmæssigt synes der også at være for mange typer, til at de kan passes ind over en spredningszone, hvor man forventer nogenlunde ensartede bjergarter, især af basaltisk sammensætning. Island, der ligger over en spredningszone, har dog også afvigende bjergartstyper, som f. eks. rhyoliter, men de menes at være dannet ved lokal magmatisk differentation i mindre magmakamre. Et yderligere argument imod en sammenhæng mellem en spredningszone og de Kanariske Øer er, at øerne så burde være meget ældre, når den gennemsnitlige spredningshastighed er omkring 2.5 cm/år.

Den magmatiske udvikling, som den er kendt fra Hawaii, der ligger over et 'hot-spot', burde give en bjergartsfølge begyndende med olivinbasalter og sluttende med sure, SiO_2 -holdige alkaline bjergarter. En sådan udvikling synes også at have fundet sted i den første magmacyklus på Gran Canaria, men kun i mindre grad i de to følgende cykler, hvor lavaen generelt har været surere og udbrudsformen mere eksplosiv. Tilstedeværelsen af mere eller mindre samtidige udbrud på alle øerne synes heller ikke at fremme ideen om 'hot-spot'-modellen, hvor den vulkanske aktivitet burde flyttes konsekvent med pladebevægelsen.

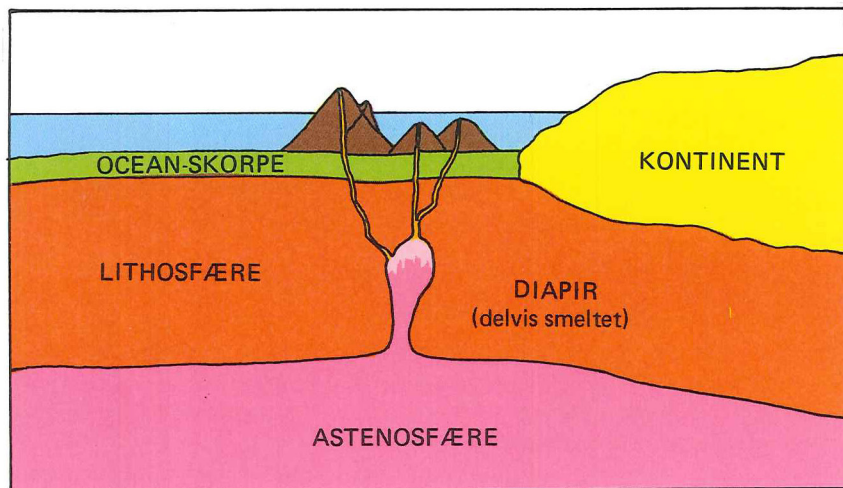
Et forkastningssystem parallelt med den afrikanske kyst, omtrent fra Madeira i nord til Cape Verde i syd er antydnet ud fra de seismiske undersøgelser. Det kunne således tænkes, at de Kanariske Øer ligger i en svaghedszone, som angivet i princippet i fig. 21 D. Der har været udbrud på samtlige øer (med undtagelse af Gomera) indenfor de sidste 5000 år, og det kan måske tolkes som resultat af tilstedeværelsen af stabile diapirer, hvorfra magmaet kan dannes. En tilnærmelses-

En model med udgangspunkt i en placering over et 'hot-spot' (C i fig. 21) forudsætter at der lokalt er et meget varmt område i astenosfæren, et område, som ligger stationært i forhold til de bevægende stive plader oven over. Med flytning af pladerne vil de dannede vulkanske aflejringer også blive flyttet i forhold til varmecentret, og der dannes en kæde af vulkanøer, som man mener, det er tilfældet med Hawaii, se fig. 22.



Figur 22. Dannelse af vulkanørække over 'hot-spot'.

Den sidste mulige placering, der er vist i fig. 21 D er ved en svaghedszone, der tænkes opstået i nærheden af grænsen mellem oceanbundsskorpe og kontinentalskorpe på grund af temperaturændringer eller forkastninger i grænsezonen eller en kombination af begge. Her kan magma fra astenosfæren trænge op som diapirer, der fra tid til anden kan give ophav til vulkanudbrud, som vist i fig. 23.



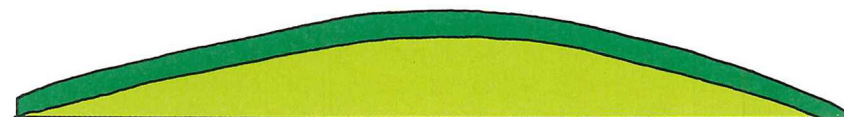
Figur 23. Dannelse af vulkanøer langs opsprækket rand mellem oceanbund og kontinental skorpe.

Et af hovedproblemerne med at afgøre, hvilken af modellerne der passer bedst for de Kanariske Øer er, at man har et manglende kendskab til den underliggende lithosfæreplade, er den kontinental eller er den oceanisk? Ved hjælp af

Gran Canarias udviklingshistorie

En sammenstilling af Gran Canarias meget komplekse udvikling vil nødvendigvis være behæftet med en række generaliseringer. Udviklingen søges beskrevet ved hjælp af et 'tænkt' profil fra sydvest mod nordøst:

I tidlig Miocæn dannedes en stor skjoldvulkan med basaltisk sammensætning (fig. 16). De ældste bjergarter ses i øens sydvestlige og sydøstlige dele. Over disse gamle basalter ligger der stedvis tykke ignimbritstrømme, der blandt andet kan ses i vejsiderne mellem Arguineguin og Mogan.



Figur 16



Figur 17



Figur 18



Figur 19

Figur 16 - 19. Idealiserede profiler fra sydvest mod nordøst gennem Gran Canaria, visende hovedstadierne i den vulkanske udviklingshistorie. Farverne er de samme som i figur 3. Forklaring er givet i teksten.

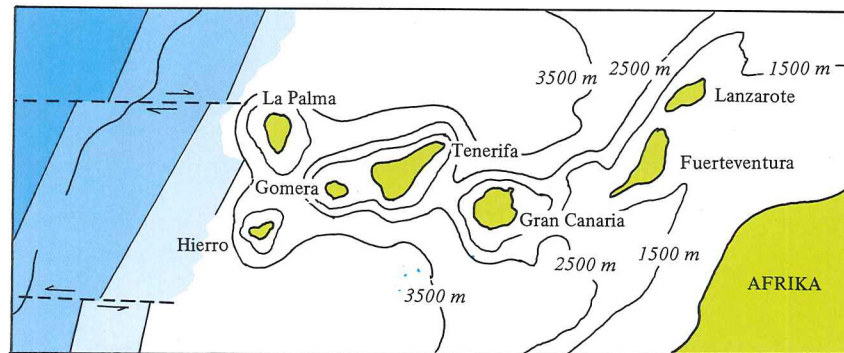
Den centrale del af øen faldt sammen, hvorved Caldera de Tejada blev dannet og de koncentriske sprækker ('cone sheets') udfyldtes med trakytiske materialer (fig. 17). I slutfasen af indsynkningen dannedes der udelukkende lava inde i calderaen, mens der blev afsat lahars og marine sedimenter uden for denne.

Udviklingen fortsatte med den højeksplosive Roque Nublo-vulkanisme (fig. 18), den anden magmacyklus, hvorunder calderaen blev fyldt helt op. I takt hermed sank den nordlige del af øen så meget ind, at der skete flere mindre marine transgressioner, men også lahars tilhørende den senere del af Roque Nublo-vulkanismen, lahars, der er strømmet ud gennem gamle barrancos. I en sen fase flød der også lava ud, som størknede til pudelava.

Indsynkningen af øens nordlige dele fortsatte, og samtidig flyttedes de vulkanske udbrudscentre mod nord. Det er udelukkende på øens nordlige del, at der findes aflejringer fra den tredje magmatiske cyklus (fig. 19). De mange vulkankegler på øens nordlige del er dannet i forbindelse med denne fase.

Geologiske overvejelser

Den foreløbig sidste vulkanske aktivitet på Gran Canaria er dateret til at være omkring 3.500 år gammel, men der har været udbrud på de øvrige Kanariske Øer (med undtagelse af Gomera) i historisk tid (fig. 20). Absolut datering af vulkankomplekset, der er et af de største i oceanerne, har været problemfyldt. Det skyldes blandt andet, at de ældste bjergarter ikke er blottede, man kender dem kun fra borer, der af økonomiske grunde er fåtallige. Man kan således ikke

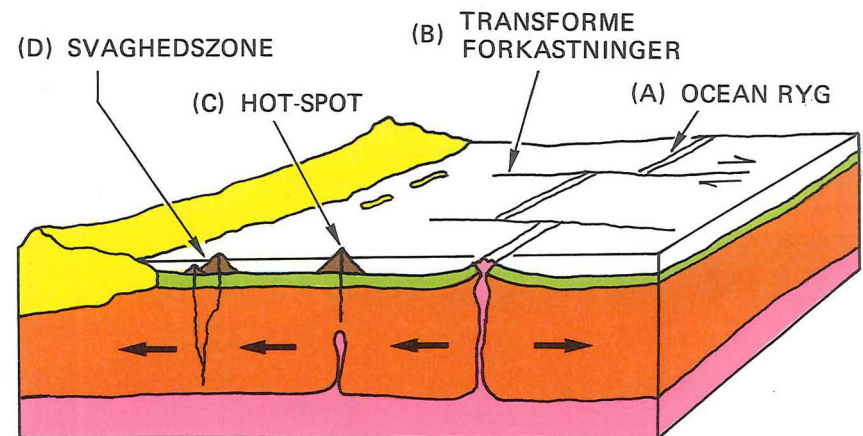


Figur 20. Kort over de Kanariske Øer visende placeringen i forhold til Afrika. I kortets vestlige del er med forskellige nuancer af blå vist alderen på oceanskorpe på baggrund af geomagnetiske målinger. Den mørkeste blå viser oceanbund yngre end 16 millioner år, mellemste blå farve viser aldre mellem 16 og 22 millioner år, og lyseste blå viser aldre mellem 22 og 25 millioner år. Stiplede linier angiver beliggenheden af kendte transforme forkastninger. Kurverne angiver havdybden i meter.

være sikker på, at man har fået fat i de ældste bjergarter overhovedet, men det synes dog sandsynligt, at alle øerne er dannet inden for de sidste 20 millioner år (fra Miocæn til nu), og de få dateringer synes også at vise, at de vestlige øer er yngre end de østlige.

Spørgsmålet om, hvad der i det hele taget er - eller har været årsag til den vulkanske aktivitet i området har givet anledning til en del diskussion. I det følgende redegøres for nogle af de teorier omkring dannelse af vulkanøer, der har været anvendt i forbindelse med de Kanariske Øer.

Figur 21 viser fire forskellige teoretiske placeringer af ø-gruppen. Med en placering ved A vil det forudsætte, at de Kanariske Øer er dannet på et meget tidligt tidspunkt for Atlanterhavets dannelse. Spredningszonen, hvorover A ligger, er forårsaget af brud helt ned til astenosfæren, hvorfra olivinrige bjergarter og basalt er trængt op og dannet ny oceanbund langs spredningszonen, og med jævne mellemrum også vulkanøer. Denne model svarer til den måde, som Færøerne og Island er dannet på.



Figur 21. Diagram visende nogle mulige dannelsessteder for vulkanøer som omtalt i teksten. Lyslilla farve angiver astenosfæren, orange farve angiver lithosfæren og gul er kontinentalskorpe. Oceanskorpe er vist med grønt. Pile angiver bevægelsesretningen for oceanskorpe.

En placering ved punkt B illustrerer en mulig dannelse over en transforme forkastning. Transforme forkastninger ligger på tværs af spredningszonerne og er opstået ved spændinger i jordskorpen som følge af pladernes uensartede bevægeshastigheder. Vulkanisme, der er knyttet til transforme forkastninger, er ofte betinget af opsmeltning i oceanbundsskorpen og ovenliggende sedimenter, så der dannes et magmakammer, der hyppigst giver ophav til bjergarter som rhyolit og andesit.

NATIONALE GEOLOGISKE INTERESSEOMRÅDER

VARV's udgave af kortet over nationale geologiske interesseområder er fremstillet på grundlag af et originalkort i målestok 1:500.000 udarbejdet af Fredningsstyrelsen.

Fredningsstyrelsen har valgt at give en række lokaliteter status som nationale geologiske interesseområder for:

- at sikre, at de geologiske værdier prioriteres højt i fredningsplanlægningen og den øvrige planlægning af det åbne land
- løbende at overvåge tilstanden af de geologiske lokaliteter
- at præsentere områder af særlig geologisk interesse for offentligheden
- at registrere geologiske interesseområder med stor betydning for forskning og undervisning. Adskillige af lokaliteterne har desuden international geologisk betydning.

Kortet afspejler det øjeblikkelige kendskab til Danmarks geologi. Kortet er endvidere det første forsøg på at sammentegne og vurdere områder inden for alle dele af geologien. Derfor har kortet næppe heller nået sit endelige udseende, men det skal ajourføres og revideres. Til dette arbejde er det vigtigt at få både kommentarer til kortet i dets nuværende form og forslag til nye lokaliteter.

Alle henvendelser bedes rettet til geolog Steen Andersen, Fredningsstyrelsens 8. kontor, Amaliegade 13, 1256 København K, Tlf.: 01 11 95 65.

'Nationale geologiske interesseområder' er et kort i publikationsserien 'Fredningsplanorientering', der omfatter forskellige tematiske kort inden for fredningssektoren. I serien er hidtil udsendt:

Fredningsplanorientering 1. Kulturgeografien.

Fredningsplanorientering 2. Nationale biologiske interesseområder.

Fredningsplanorientering 3. EF-Fuglebeskyttelsesområder.

Fredningsplanorientering 4. Nationale geologiske interesseområder.

Bogen: 'Danmarks større nationale naturområder' med kortbilag.

Publikationerne kan købes i boghandelen eller hos Statens Indkøb, Bredgade 20 1260 København K, Tlf.: 01 92 91 28.



BILLEDET HEROVER VISER ET PROFIL I RANDMORÆNEN VED HÆNGELØKKE PÅ DET NORDLIGE MORS. BAKKERYGGENS INDRE BESTÅR AF ASKEFØRENDE MOLER, DER SAMMEN MED ISTIDSDANNELSER ER FOLDET VED EN SENERE ISOVERSKRIDELSE.

HÆNGELØKKE ER EN AF DE NÆSTEN 200 LOKALITETER, SOM EN GRUPPE GEOLOGER UNDER FREDNINGSSTYRELSEN HAR UDVALGT SOM DANMARKS VIGTIGSTE GEOLOGISKE OMRÅDER. PÅ DE FØLGENDE SIDER FINDES EN FORTEGNELSE OG ET KORT OVER DE UDVALGTE LOKALITETER.

VARV 1985

1. GRENIEN. Aktive kystprocesser. Nordsiden af Skagens Odde er i tilvækst ved strandvoldsdannelse. Kattegatsiden eroderes.
2. RÅBJERG MILE. Vandrekilt næsten uden plantedække. Omgivet af afblæste stensletter og bevoksede klitter med udblæsnings.
3. MÅSTRUP-JERUP-FLADEN. Rimmer-dobber-landskab. Strandvoldssystemet støder op til den gamle kystklint mellem Kvissel og Mosbjerg.
4. BANGSBO-SULBÆK. Bangsbo Å og dens tilløb har dybt nedskårne dale. Ved Sulbæk klassisk profil med kliner og terrasser fra Yoldia- og Littorinahavet.
5. DYBVAD LERGRAV. Yngre Yoldialer. Skalførende havaflejring fra slutningen af sidste istid.
6. VOERSÅ. Detaljeret tværsnit af de hævede kystzoner fra Yoldia- og Littorinahavet. Barriereøer dannes ud for kysten.
7. LÆSØ. Læsø består af en kærrø af ældre marine aflejringer omgivet af yngre strandvoldssletter og strandenge.
8. SKEEN MØLLEBÆK. Profiler i Yoldiahavets ældre og yngre skalførende aflejring fra sidste istid. Zirphaea-lag.
9. HIRTSHALS KLINT. Profil i isforstyrrede aflejring af Ældre Yoldialer fra sidste istid.
10. LØNSTRUP KLINT. I klintens centrale del findes ispressede flager af smeltevandsaflejring og Ældre Yoldialer. På flankerne uforstyrret marint sand og ler fra Senglacial tid. Desuden sen- og postglaciale moseaflejring samt flyvesand.
11. STORE VILDMOSE. Rester af højmoser. Op til 3 meter tørv er aflejret over en gammel havbund siden 1800 f.Kr.
12. SVINKLØV-KLIM BJERG. Tidligere ølandskab med gamle kystkliner i kridt. Omgivet af marine sletter med parabellitter. Endnu omkring år 0 var Limfjorden åben mod Jammerbugten.
13. BULBJERG. Tidligere ø med tilgroede kliner mod baglandet og åbent profil mod nord. Opbygget af kalkbanker fra Nedre Danien overlejret af istidslag og flyvesand. Udsigt fra LILD (a).
14. HANSTHOLM-HJARDEMÅL. Ølandskab placeret over aktiv saltstruktur. Kridtlagene ligger højt, og grænsen mellem Kridt og Tertiær er biotet ved BJERRE (b), KJØLBYGÅRD og NY KLØV (e). Ved KELLINGDAL (a) ses kalkbanker. Omkring KORSØ (d) findes hævet havbund med strandvold og samt øen GASBJERG (c). Hævet-Reservatet er en abrasionsflade med klitter. Udsigt fra ISBJERG (f). NORS SØ (g) er begrænset af brudlinier.
15. HUNDBORGBUERNE. Randmorænestrøg udformet af isfremstød fra nord. Opskudte molerflager dominerer i de høje partier.
16. LODBJERG. Klintprofil. Nederst flager af glimmerler og issøler. Herover en morænebænk samt moseaflejring og flyvesand.

17. SILSTRUP HOVED. Klintprofiler i foldet moler med askelag fra Eocæn overlejret af glimmerler (Cilleborg Ler) fra Oligocæn.
18. HANKLIT. Profil i randmoræne med opskudt og overkipet fold i askelørende moler fra Eocæn og groft grus fra istiden. Gruset er hærdnet til rødsten ved rustudskillelse. Udsigtspunkt (a).
19. NORDLIGE MORS. Storbakket område med opskudte og foldede molerflager. Gode profiler i SKJERBÆK BJERGE (a), FEGGEKLIT (b), HARHØJ (d) og EJERSLEV KLINT (e). Udsigt fra HULHØJ (c).
20. ERSLEV KALKGRAV. Skrivekridt overlejret af slamkalk fra Danien. Det højtliggende Kridt-Danien skyldes en saltstruktur.
21. FUR. Nordturf er en randmoræne med flager af foldet moler som et væsentligt element. Talrige profiler i kystkliner og råstofgrave.
22. LIVØ. Øens høje del består af flager af tertiært ler og istidsaflejring. Mod sydøst marint forland samt Livø Tap.
23. BRANDEN LERGRAV. Profil i svagt glimmerholdigt Branden Ler fra Oligocæn.
24. ERTEBØLLE HOVED. Markant klint opbygget af foldet moler med askelag.
25. STRANDBY-FARSØ. I kommuneplantagen findes flyvesand med podzoljord på alle udviklingstrin.
26. MELBJERG HOVED. Klintprofil med istidsaflejring fra to tidsafsnit adskilt af en tydelig diskordans.
27. LERKENFELD ÅDAL. Smeltevandsdal med mæandrerende å. I munden marint forland med erosionsrester - »Holmene«.
28. SØNDERUP ÅDAL. Dybt nedskåret erosionsdal, som muligvis er styret af bevægelser i Suldrup Saltstruktur.
29. VOKSLEV. Tilgroet erosionsskrænt med grænsen Kridt-Tertiær (Danien). Slamkalk overlejrer skrivekridt med mergellag.
30. GRAVLEVALEN-REBILD. Dybt nedskåret dal med senglaciale terrasser i et område med højtliggende kalk og kridt.
31. TINBÆK (a): Underjordisk kalkmine. LILLE BLÅKLIDE (b) og RAVNKILDE (c): Kilder med konstant temperatur. Ved REBILD (d): Falske bakker.
31. SEJLFLOD KRIDTØ. Ø i Stenalderhavet med stejle kliner mod den omgivende flade. Profil i kridt ved GUDUMHOLM.
32. LILLE VILDMOSE. Højmoser med op til 5 meter tørv dannet siden Subboreal Tid. Tørven hviler på en marin flade foran stenalderkysten ved Kongerslev. Mulbjerg var da en ø.
33. SØNDERSKOV. Jordbundsprofiler i lejford. Nedstemning af ler og dannelse af al i udvaskningshorisonten.
34. DANIA KALKGRAV. Profil med Kridt-Tertiær-grænsen. Skrivekridt med sporfossiler er overlejret af kalk fra Danien.
35. CILLEBORG KALKGRAV. Tiivokset grav i glaukonitholdigt glimmerler (Cilleborg Ler) fra Oligocæn.

169. HOLMEGÅRDS MOSE. Højmoser med tørvaflejring fra hele Postglacial Tid.
170. TYSTRUP-BÅVELSE. Langsøer i dalstrøget fra Næstved til Saltbæk Vig, et vigtigt smeltevandsløb i istidens slutning.
171. SLOTS BJERG. Landskabsnit fra det højtliggende glacial-landskab ved Slots Bjergby (Høj 93 m) over den markante indlandsskrænt (Nårby Bakke) til det glacielle forland præget af Store Bælt-gletcheren og dens smeltevandsfloder.
172. KORSØR LYSTSKOV. Klintprofil opbygget af morænebænke med indslag af smeltevandsaflejring. Forskellige morænetyper.
173. BASNES NOR. Såkaldt dobbeltkyst. Foran noret barriere af øer sammenkædet med krumodder. Inden for noret en fliget kyst.
174. KNUDSHOVED ODDE. Druket randmorænestrøg. Bakkerne er sammenkædet af senglaciale søaflejring og postglaciale strandvold og tanger.
175. HØJE MØN. Imponerende klint opbygget af flager af kridt veksellende med kvartære aflejring. Kridt dominerer i klintens centrale del. Kvartæret veludviklet på flankerne.
176. HVIDE KLINT. Profil i deformerede glacielle aflejring og flager af kridt (Øvre Campanien). Glacial-tektoniske detaljer.
177. GRØNSUNDS MUNDING. Tragformet område med en central rende omgivet af flak og barrier. Udformet af stormskabte strømme.
178. KORSELTSE MELLEMSKOV. Jordbundsdannelse i kalkrig moræne.
179. SAKSKØBING DAL. Retlinet dalstrøg, som fortsætter i Ståldyb. Følger antagelig brudlinje i undergrunden.
180. GRÆNGE MOSE (a): Senglaciale aflejring.
180. RØDSAND-GULDBOESUND. Fladvandet område dannet ved transgression over en svagt bølgel og leret moræneflade.
181. BIRKET. Dødislandskab med 10-12 meter dybe dødishuller i smeltevandsaflejring.
182. DANNEHAVE-OMRÅDET. Typisk moræneflade med enkelte langstrakte småbakker af sand. I øst den forlagte Rødbj Fjord.
183. HAMMERKJØDEN-VANG. Rundklippe af granit med isskuret overflade og indskårne klippeskjær. Erosionsformerne er knyttet til sprækkesystemer, doleritgange m.v. Stenbrud ved Moseløkken (Hammer Granit) og Vang Havn (Vang Granit).
184. OLSKER. Omfatter tre lokaliteter i granit: SJELLEMOSE. Grænsen mellem Hammer og Vang Granit. OLSKER BRANDDAM. Vang Granit med isoleret overflade. DALEGAARDS STENBRUD. Hammer Granit med bred pegmatitgang med sjældne mineraler.
185. MAEGÅRD. Biotninger af finkornet, mørk granit med mange mørke mineraler.

186. HASLE KLINT-BAGÅGRAVEN. Aflejring fra Nedre Jura. I klinten: Hasle Sandsten imprægneret med limonit. I BagågraVen: Flod- og søaflejring af sand, ildfast ler og kul.
187. KNARREGÅRD STENBRUD. Typisk bornholmsk gnejs.
188. LISTED. Kystbiotning af Svaneke Granit skåret af doleritgang og af sprækker med sandsten. Mod vest grænse mod båndet gnejs.
189. ÅRSDALE. Forvitrings af Svaneke Granit til skarptkantet grus. Graniten fremstår med afrundede forvitringsformer.
190. PARADISBAKKERNE-FÆLLED. Området illustrerer, hvorledes landskabet afhænger af strukturerne i undergrunden. Paradisbakkerne er fureet af dale langs sprækkezoner. Øst for Fælled præges landskabet af højtliggende grundfjeldsblokke.
190. PRÆSTEBØ. Stenbrud i flammert Paradisbakke Migmatit. BODILSKER. Stenbrud i Nexø Sandsten i kontakt med Paradisbakke Migmatit.
191. KATTESLET BAKKE. Grænse mellem gnejs og granit.
191. SNOGEBAK-BROENS ODDE. Kystbiotninger med aflejring fra Nedre Kambrium af Balka Sandsten med sporfossiler og Grønne Skifre. I baglandet terrasser fra den Baltiske Isso.
192. ØLEÅ. Langs åen ses næsten hele den kambro-silure lagserie. Vigtig lokalitet for Cyrtogaptus-skifer ved Slusegård.
193. PEDERSKER-ÅKIRKEBY. Tre nedlagte brud i Nexø og Balka Sandsten. I Balka Sandstenen ses revler og strømribber. I Nexø Sandstenen findes et konglomerat.
194. ALMINDINGEN SKRÆNT. Indlandsskrænt langs den fennoskandiske randzone. Ekkodalen er en tværgående sprækkedal, fulgt af en doleritgang. I VALLENSGÅRD MOSE findes aflejring fra istidens slutning. BJERGEBÅKKE: Stenbrud i Almindingen Granit.
195. LÆSÅ. I askrænterne ses lagserien fra Grønne Skifre (Nedre Kambrium) til Tretaspis-skifer (Øvre Ordovicium).
196. RØNNE-ARNAGER-RISEBÆK. Store klintprofiler med aflejring af ler, sand og kalk af Trias, Jura og Kridt alder. Endvidere Orthoceratit-kalk ved Skelbro, Lilleåens dybt nedskårne erosionsdal samt forvitrte Rønne Granit ved Onsbæk.
197. RØNNE RÅSTOFGRÅVE. Omfatter KLIPPELØKKE GRANITBRUD (Rønne Granit) samt kaolin-, ler- og sandgrave ved RABEKKE-VÆRKET, JYDEGÅRD og ROBBEDALE (Jura - Nedre Kridt).

136. GEDEBJERG. Gruppe af hatformede bakker med stejlstående gruslag. Profil i Gedebjerg Grusgrav.
137. SALTBEK-BJERGSTED. Hedeslette foran randmorænestrøget ved BJERGSTED BAKKER (b). Saltbæk Vig, som udgør slettens nedre del, er lukket af krumodder.
138. RØSNÆS. Randmorænestrøg dannet ved oppresning fra syd og opbygget af flager og folder. Meget vekslende bjergarter såsom tertært ler med askelag, interglaciale havaflejringer og istidsaflejringer ses i grave og kystklinter.
139. HELLESKLINT (a) og KLINTEN VED KONGSTRUP (b): profiler med bl.a. Røsnæs Ler, STENSBJERG (c) og LILLE ULVEBJERG (d): Fladbakker, UBBERUP (e): Stenstrøning.
140. HOLMSTRUP LERGRAV. Deformeret lagserie med bl.a. tertært ler og skalførende havaflejringer fra sidste istid.
141. REERSØ. Tidligere øer heftet på land af krumodder. På vestsiden en aktiv, retlinet klint.
142. KNABSTRUP LERGRAV. Senglaciale issøbakker opbygget af lag-delt ler. Stedvis forskvandsfossiler. Slumpstrukturer.
143. AMØSEN. Drænet mose med aflejringer fra Atlantisk Tid og tidligere. Samspil mellem geobotanisk forskning og arkæologi.
144. BRØRFELDE. Markant dødisterræn gennemsat af dybe dale.
145. SØBORG SØ. Tørlagt sø med postglaciale aflejringer. Marine indslag viser niveauændringerne i Stenalderhavet.
146. HUNDESTED. Udligningskyst med aktivt klintprofil. Lægfølgen, der er deformeret, består af to moræner adskilt af smeltevands-sand. Alle af Weichsel alder. Øverst flyvesand.
147. KARLSMINDE KLINT. Profil i deformerede glaciater aflejringer. Foran klinten abrasionsflade med frilagte sten.
148. STRØ BJERGE. Planås i forlængelse af tunnelal. Grusgraven viser, at åsens opbygning er kompleks med grus, varvigt ler og moræner.
149. FARUM NATURPARK. Områdets karakteristiske element er et net af tunneldale, som gennemskærer et ellers roligt landskab. Talrige årsyge og langsoer er tilknyttet dalene.
150. ALLERØD LERGRAV. Typelokaltet for Allerødlag. Det vides ikke, om lagene er helt bortgravede.
151. MAGLEMOSEN, VEDBÆK. Tilvokset sø med aflejringer fra hele Postglacial Tid. Marine indslag fra Stenalderhavet.
152. ESKILDSØ-BOLLUND. I området veksler erosionskyster og beskyttede vige. Stenalderhavets klinter er fremtrædende.
153. SKULDELEV ÅS. Markant ås (a), der fortsætter i NØRREREV (c) i Lejre Vig. Ved VENTEHUSE (b) en tørlagt flade med østers-banker. Syd for Langholm et KILDEHUL (d) i fordbunden.
154. VINTRE MØLLER-ÅSTRUP. Område præget af kidekalk. Ved Vintre Mølle et lille vandfald over massive kalkbænke. I Åstrup et instruktivt og velbeskrevet profil.
155. SKULLERUPHOLM. Dødislandskab med søer og tapningsdale (Herthadalen m.fl.), i sydvest Skullerupholm Issø.
156. GYLDENLØVES HØJ. Gyldenløves Høj, Højbjerg og Ststrup Bjerg er fremtrædende plateaubakker i et småkuperet dødis-landskab.
157. HARALDSTED. Søen og åsen er fremtrædende dele af smelte-vandsstrøget fra Køge Bugt til Sejrhø Bugt.
158. HEDELAND. Stort grusgravsområde med smeltevandsaflejringer fra sidste istid. Overlejret af to moræner, sand og issøler. Profil ved TUNE (a).
159. KARLSLUNDE BY. Jordbundsprofiler i langtidsdyrket jord. Tak-seret som bedste jord (taxt 24) i matriklen fra 1844.
160. KARLSTEVUP KALKGRAV. Profil med grænsen Kridt-Tertiær (Da-nien). Skrivekridt overlejret af bryozokalk.
161. JERSIE STRAND. Barrierer opbygget tæt ved kysten på en svagt skrånende havbund.
162. LELLINGE. Profil i åbrink med Lellinge Grønsand fra Paleocæn. Grønsandet består af glaukonitisk kalk og mergel med lidt flint og ler.
163. MUNKESKOV. Jordbundsudvikling i kalkrig moræneler og sand-jord. Udræget kalkudvaskning og nedslæmning af ler.
164. TRYGGEVÆLDE ÅDAL. Dalstrøg, som antagelig er lokaliseret over en brudlinje i undergrunden. Amundingen flyttes mod nord ved kystprocesser.
165. STEVNS KLINT. Overhængende klint med hård bryozokalk over skrivekridt. Klassisk lokalitet for grænsen mellem Kridt og Ter-tiær (Danien), markeret af Fiskeler og Cerithiumkalk.
166. SALTHOLM. Abrasionsflade af kalk med strandeng. Langs øst- og sydkysten strandvolde og barrierer. Brud i Saltholmkalk.
167. FAKSE KALKBRUD. Kalkbanker med hovedtyperne koralkalk, pilbet kalk og bryozokalk. Fossilrig typelokaltet for Danien.
168. STRANDEGÅRD-FEDET. Ved Strandegårds Dyrehave klintprofil med foldede lag fra Eem Mellemistid og Weichsel Istiden. Feddet er opbygget ved materialevandring fra nord foran en kystskrænt fra Stenalderhavet.
169. MOGENSTRUP ÅS. Danmarks største ås, opbygget af fire ås-bakker langs smeltevandsløb. Profiler i grusgravene.
51. SORRING LODDENHØJ. Fossil kildeskrænt. Udskridninger om-kring et tidligere vandløb har dannet en stor, halvrund dal.
52. SKJELLERUP NYGÅRDE. Grusgrav med aflejringer fra Elster, Saale og Weichsel Istiderne. Bl.a. Linådal Formationen.
53. SMINGE, GUDENÅ
54. GRØNBÆK, GUDENÅ
55. TANGE, GUDENÅ
56. HELSTRUP DALEN
57. FLADBRO
58. SKALSÅDALEN
59. NØRREDALEN
60. FALBORGDALLEN
53. Tjærsnit ved den nuværende Gudenå.
54. Stadier i Gudenåsystemets udvikling
55. aftegner sig i terrasser.
56. Dalen ved Helstrup og Fladbros-områ-
57. det forbinder Gudenå- og Nørreådalene.
58. Dalstrøg, som i Gudenåsystemets tidli-
59. ge stadier førte smeltevand ud mod
60. Limfjorden.
61. SKELHØJE. Glaciallandskab ved Hovedopholdslinien fra sidste istid. Smeltevandseklogen har toppunkt ved Skelhøje, og tilstrøm-ningen er sket gennem tunneldalen Hald Sø.
62. DAUGBJERG-MØNSTED. Højliggende coccolitkalk fra Danien. Oppresset af saltstruktur. Kalkminer. Jordfaldshuller.
63. KARUP A VED RESEN. Å med mæandrerende løb. Ved Resen udskridninger i åslyngerne.
64. FLYNDERSØ-OMRÅDET. Smeltevandsdal med kæde af søer i dødis huller. HJELM HEDE (a): Jordbundsprofiler med podzol under nedbrydning efter indvandring af egeskov.
65. MIDTJYSKE SØHØJLAND. Rigt varieret glacialt landskab mellem Hovedopholdslinien og den Østjyske Israndslinie.
66. BØLLING SØ (a). Typelokaltet for Bølling Interstadial.
67. ISENBJERG (b). Bakkøe omgivet af hedeslette.
68. GRANE LANGSØ (c). Tunnelal.
69. SEPSTRUP-VRADS (d). Indsander i smeltevandsdal.
70. ASKLEV (e). Fossile jordbunde i istidsaflejringer.
71. SALTEN PROFILLET (f). Kildeskrænt. MIOCÆNT SAND, ler, brunkul.
72. THORSØ BAKKER (g). Randmorænestrøg.
73. VOERVADESBRO (h). Grav i sand og ler fra Miocæn.
74. TULSTRUP-LAVEN (i). Randmorænestrøg.
75. NR. VISSING (j). Grav i ler fra Eocæn og Oligocæn.
76. HYLKE-FORSBJERG (k). Østjyske Israndslinie.
77. VEDSLET (l). Kløftlandskab.
78. HØVEDGÅRD (m). Fladbakke med ler.
79. NIM (n). Hedeslette ved den Østjyske Israndslinie.
80. KULSØ-RØRBEK SØ (o). Smeltevandslette med terrasser.
81. VISSING KLOSTER (p). Dødislandskab og terrasser.
82. STJÆR STENSKOV. Stenbestrøning.
83. PILBRODALEN. Dyb og snæver dal. Områdets bedste eksempel på en tunneldal dannet ved floderosion under et isdække.
84. SØVIND MERGELGRAV. Kompleks af grave i Søvind Mergel, Eocæn.

69. STAVNS FJORD. Fladvandet område med talrige stejle øer og frilagte sten. Udformet som abrasionsflade i Stenalderhavet. Strandvoldsløtten Nordby Hede lukker nu mod vest.
70. NORDBY BAKKER. Kystprofiler i deformerede lag fra sidste istid. Bakkelandets morfologi svarer nøje til de strukturelle forhold i klinterne.
71. KÅS-GYLDENDAL. Kystklinter med marine aflejringer af Holstein alder. Desuden moræner fra de tre sidste istider.
72. VENØ. Nordvenø er opbygget som vinkelforland omkring en lagune - Nørskov Vig.
73. ODBY KLINT. Lav klint med Danien Kalk overlejret af glacielle lag. Kalken er presset op over en saltsstruktur.
74. TOFTUM BJERGE. Kystklint med isopskudte flager af smeltevandsedimenter. Mod vest glimmerler med udskridninger.
75. KRONHEDE. Landskab omkring Hovedopholdslinien. Hedesletten danner en kegle med toppunkt ved Rom og jævnt, men kraftigt fald mod syd. Mindre bakkeøer ved Bøvlingbjerg og Møborg.
76. BOVBJERG-ENGBJERG. Bovbjerg Klint er det eneste større snit gennem Hovedopholdslinien. Klinten fortsætter til Engbjerg i en tilgroet kystskrænt bag marint forland.
77. SKOVBJERG BAKKEØ. Landskab præget af den geologiske udvikling - især nedbrydning og udjævning - uden for nedslutningen i sidste istid. Indsander med store flyvesandsaflejringer.
78. LILLE SPÅBÆK. Brunkulsleje med profiler i glimmersand og ler fra Miocæn (Odderup, Hodde og Gram Formationerne).
79. SOLSØ. Danmarks ældste sø, nu næsten tilvokset. Lagserien omfatter aflejringer fra Eem Mellemistid til nutiden.
80. HERNING MOSE. Tidligere lergrav med aflejringer fra Eem Mellemistid.
81. HARRESKOV. Søaflejringer i kalk- og kiselgytje fra Cromer (Hårreskov) Mellemistid. Dækket af flydejord.
82. SØBY-FASTERHOLT. Brunkulsgrave med intensiv indvindning 1940-70. Profiler i dæklagene af glimmerler og -sand fra Odderup, Hodde og Gram Formationerne fra Miocæn.
83. SKJERNÆNS UDLØB. Åmundingen danner et indlandsdelta, som fortsat vokser ud i Ringkøbing Fjord.
84. ØLGOD LERGRAV. Søaflejringer fra Cromer Mellemistid og fra begyndelsen af Elster Istiden. Ølgod Interstadialerne.
85. FILSØ-BLÅBJERG. Tidligere havbugt og søområde. Afspærret fra havet af strandvolde. Blåbjerg: Klint med storslået udsigt.
86. OKSBØL GRUSGRAV. Deformerede lag fra Elster og Saale Istiderne. Fossil jordbundsdannelse og permafrostfænomener.
103. KLÅBYGÅRD LERGRAV. Meget kalkrig moræne. Karakteristisk for Warthe fremstødet i Saale Istiden.
104. JUVRE DYB. Tidevandsområde med alle Vadehavets formelemener: Væder, dyb, højsander og forlandsmarsk.
105. EMMERLEV KLEV. Lav klint med foranliggende sandet vade, hvor Jordsand består af marsk. I klinten er moræner fra Saale Istiden overlejret af tørv fra Eem Mellemistid og flydejord. Jordbundsvikling.
106. SYDLIGE TØNDERMARSK. Viser, hvorledes den relative havstigning påvirkede Sønderjylland før digebygningen i 1500-tallet.
107. VONGSHØJ. Fremtrædende bakkeparti med Sydvestjyllands højeste punkt. Israndsdannelser i sydskanten af Toflund Bakkeø.
108. DRAVED SKOV OG MOSE. Kombinationen af naturlig ege-bøge-lindeskov og veludviklet højmoser. Forskningsområde for jordbundsvikling og vegetationshistorie.
109. JEUSING BAKKEØ. Lille bakkeø med markant erosionsskrænt i syd mod Tinglev Hedeslette.
110. TINGLEV-KVÆRS-GEJL. Tværsnit af højderyggen i det sydlige Jylland. Fra vest mod øst ses zonerne: Hedeslette (Tinglev) - Hovedopholdslinien (Kliplev, svagt antydnet) - Dødisbælte - Østjyske Israndslinje (Kværs, markant bakketræg).
111. TINGLEV SØ (a): Dødisul med postglaciale aflejringer.
112. FRØSLEV SANDE. Denne del af Tinglev Hedeslette er præget af flyvesandsaflejringer, bl.a. udviklet som »Klimper«.
113. VEMMINGBUND-NYBØL NOR. Vemmingbund er en inderflavning med omgivende morænebakker. Profil i STENSIGMOSE KLINT (a) med ferske og marine lag fra Eem Mellemistid.
114. NYBØL NOR er centrum i Egernsund isø-systemet. DYNT (b): Tapningsslugt for isø. SMØL VOLD (c): Udsigtspunkt.
115. KLINTING HØVED. Kystklint med oppressede flage af glimmerler fra Miocæn.
116. GRANBJERG GRUSGRAV. Profil i deformerede aflejringer fra sidste istid. Sandfyldte sprækker - »Kilelag« - på tværs af lagstillingen.
117. HALK HØVED. Klassisk profil opbygget af glacielle aflejringer med flagektionik.
118. ØKSENRADE. Klint med limonitsandsten fra Oligocæn, Øksensrade Sandsten. Talrige fossiler.
119. RØJLE KLINT. Klassisk kystprofil med en deformeret lagserie fra Tertiær og Kvartær. I tertiær indgår Holmehus Ler. Den kvartære lagserie omfatter bl.a. marine lag fra Holstein Mellemistid og moræner fra de tre sidste istider.
120. ÆBELØ. Stejl øknude forbundet med et drag til Æbelø Holm ud for den fynske kyst. Klintprofil med deformerede tertiære og glacielle lag. Ledebløkke af mange typer.

87. SKALLINGEN. Ung marskeng gennemskåret af et lo-system. Typeområde for studiet af vader. Ho Bugt med Vårde Å er en stor tidevandspræget åmunding.
88. BILLUND INDSANDER. Omfatter Randbøl Hede, Grene-området og Simmelimose. Hedeslettesand blæst op i store klitter. Bl.a. Støttenbjerg og Rækkebjerge.
89. GALTUND PLANTAGE. I plantagen og i Vittrup Krat kan jordbundsvikling og aldannelse sammenlignes i granskov, ege-skov og lyngheide.
90. LØSNING HEDESLETTE. Smeltevandsslette afsat i forbindelse med isens afsmeltning langs den Østjyske Israndslinje.
91. BJERRELIDE. Markant bakkeknudd, som rejser sig over den omgivende moræneflade. Antagelig landskabsselement fra ældre istid.
92. ÅS HØVED. Klint med moræner fra de tre sidste istider. Rigt varieret stenselskab.
93. ALBÆK HØVED. Kystprofil med ler og mergel fra Eocæn samt glimmerler og -sand fra Oligocæn. (Røsnæs Ler, Lillebælts Ler og Søvind Mergel. Vejle Fjord Formationen).
94. BREJNING HØVED. Kystprofil i Søvind Mergel fra Eocæn overlejret af glaukonitisk ler og glimmerler fra Øvre Oligocæn. Vejle Fjord Formationen veludviklet ved Skansebakken.
95. ELBODALEN. Del af større dalstrøg, der med afbrydelser kan følges fra Kolding til Aarhus.
96. VEJLBY-EGUM (a): Kiselgurgrave med søaflejringer fra Holstein Mellemistid og Vejlbj Interstadialerne.
97. TRELDE NÆS. På nordsiden profiler i tertiære og glacielle aflejringer. Bl.a. kiselgur fra Holstein Mellemistid og moræner fra de tre sidste istider. På sydsiden udskridninger forårsaget af flager af eocænt plastisk ler.
98. HAGENØR. Kystprofil i tertiært sand og ler med gravegange. Tilhører Vejle Fjord Formationens miocæne afsnit.
99. BRØRUP HOTEL MOSE. Ferskvandsaflejringer dækket af flydejord. Omfatter lag fra Brørup Interstadial fra sidste istid.
100. KONGEADALEN. Smeltevandssdal udformet af floder fra Hovedopholdslinien. Kantet af terrasser og erosionsskrænter i bakkeøerne.
101. GRAM LERGRAV. Stor grav med marint glimmerler fra Øvre Miocæn. Talrige forsteninger af bl.a. muslinger, snegle og krabber. Desuden er fundet hvalskeletter.
102. ARNUM LERGRAV. Profiler i Gram Ler overlejret af moræne.
103. THISTET SANDGRAV. Profil i deformerede glacielle aflejringer. Ældste enhed er en foldet moræne fra Elster Istiden.

114. GRINDLØSE ÅS. Åsen består af flere markante rygge, hvoraf kun få er intakte. Den østlige del er udviklet som kamås.
115. HINDSHOLM. Istidslandskab med drumlin- og kamebakker som karakteristiske landskabsformer. Bræmme af marint forland.
116. LUNDSGÅRD KLINT. Klintprofil med isoppressede flager af Kerteminde Mergel fra Paleocæn.
117. KLINTHOLM. Kalkgrav med slammert bryozokalk fra Øvre Danien overlejret af Paleocæne aflejringer.
118. GUDBJERG. Gammel lergrav med isoforstyrrede aflejringer. Indeholder ferskvandsnegle fra Cromer Mellemistid.
119. SALLINGE ÅS-ØTRÆK. Smeltevandstrøg med tunneldale, flodsletter og åsdannelser.
120. FYNISKE ALPER. De Fynske Alper og Synebjergbuen er dele af et storslået randmorænestrøg fra sidste istid.
121. VISSENBJERG. Kompleks af fladbakker og konsolbakker opbygget af ler, sand og grus. Dannet i søer i dødis.
122. SØNDERBY KLINT. Ferskvandslag fra Eem Mellemistid overlejret af grus og moræne fra sidste istid. Flagektionik.
123. FYNISKE ØHAV. Druknet glaciellandskab med pålejerne marine dannelser. Den grundliggende topografi skyldes Lillebæltsglejcheren fra sidste istid. Kombinationen af kliner, flak, drag og odder viser bølgerens betydning.
124. Klinterne ved Halk Hoved (115), Sønderby (127), Ristinge (129) og Vodrup (130) illustrerer den kvartære stratigrafi.
125. RISTINGE KLINT. Klassisk profil opbygget af flager med aflejringer fra Saale og Weichsel Istiderne og marine lag fra Eem Mellemistid. Vigtigste lokalitet for Weichsel stratigrafi.
126. VODRUP KLINTER. Storslåede skredterrasser dannet i forbindelse med fedt ler fra Eem Mellemistid.
127. STENSTRUP-EGENSE. Landskabsserie fra isø-fladen ved Stenstrup over Egebjerg Bakker til Hvidkilde-Syltemade erosionsdal og Egense Ås.
128. MIDTLANGELAND. Landskab præget af kæder af halformede bakker dannet i forbindelse med et nord-syd gående israndsstrøg.
129. GULSTAV. Landskab med enkelt-bakker, kystklinter (Dovnsklint), udligningskyster og afspærringsforland (Keldsnor).
130. SEJRØ. Øen består af parallelle bakker sammenføjede af en marin flade. I klinten ved Lindhoved ses deformerede glacielle og interstadiale aflejringer fra sidste istid.
131. ØDSHERRED. Storslået randmorænelandskab. Lammefjord, Vejrhøjbuken og hedesletten ved Ødrup udgør den typiske glacielle serie. Trundholm Mose er en bugt fra Stenalderhavet afspærret af strandvolde.
132. LUMSÅS (a): Løjnældende bakke. KOREVLE (b): Barrierekryst. VEDDINGE (c): Isø-flade og tapningsslugt. Udsigt. SANDDOBBERNE (d): Strandvoldssystem.