

NGU Rapport 2000.083

Markedsundersøkelse om geotermisk energi –
geologiske forhold

Rapport nr.: 2000.083		ISSN 0800-3416	Gradering: <i>Åpen</i>
Tittel: Markedsundersøkelse om geotermisk energi - geologiske forhold			
Forfatter: Kirsti Midttømme og Øystein Nordgulen		Oppdragsgiver: Geovarme as	
Fylke:		Kommune:	
Kartblad (M=1:250.000)		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000)	
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 21	Pris: 170
		Kartbilag: 2	
Feltarbeid utført:	Rapportdato: 4.10.2000	Prosjektnr.: 2771.00	Ansvarlig: <i>Jawf C. Lønner</i>
Sammendrag:			
<p>Potensialet for geotermisk energi er enormt, og alle anslag viser en vedvarende økning av forbruket av geotermisk energi både i form av elektrisitet og ved direkte bruk til oppvarming.</p> <p>De granittiske områdene i det permiske oslofeltet og i det sydlige prekambrium er de antatt beste områdene for å nyttiggjøre seg geotermisk energi i Norge. På grunn av dårlige temperaturgradientene antas lavtemperatur geotermiske anlegg med varmepumper å være best egnet. Data og kunnskap om varmestrøm og temperaturgradienter her til lands er mangelvare og gjør at man i dag har liten oversikt over muligheter og potensialet for utnyttelse av geotermisk energi.</p> <p>Med unntak av Island, er de gunstigste områdene i Europa med høyest målte varmestømmer i sør. Områder i Frankrike, Italia og på Balkan er antatt å være godt egnet for uttak av geotermisk energi</p> <p>Scenarier for framtidens geotermiske energiforbruk antyder at økningen i de geotermiske varmekraftverkene vil hovedsakelig skje i Asia og Latin Amerika, mens økningen i direkte bruk av geotermisk energi vil skje i de fleste land. En spesiell høy økning i geotermisk energi til oppvarmingsformål forventes i flere av de østeuropeiske landene.</p>			
Emneord: grunnvarme	geotermisk energi	varmestrøm	
temperaturgradient	varmeledningsevne		
		fagrapport	

INNHold

1. INNLEDNING.....	4
2. KORT OPPSUMMERING AV BERGGRUNNSGEOLOGISKE FORHOLD I NORD-EUROPA.....	6
2.1 Generell bakgrunn.....	6
2.2 Berggrunnen i dag.....	7
3. GENERELT OM VARMESTRØM I NORD EUROPA.	8
4. NORGE	9
5. NORDEN	12
5.1 Sverige.....	12
5.2 Danmark	13
5.3 Finland.....	13
5.4 Island	13
6. EUROPA.....	14
6.1 EU	15
6.1.1 Frankrike.....	15
6.1.2 Storbritannia.....	15
6.1.3 Tyskland.	15
6.2 Andre europeiske land.....	16
6.2.1 Sveits	16
7. USA	16
8. POTENSIALET FOR GEOTERMISK ENERGI.....	16
9. REFERANSER OG BAKGRUNNSTOFF	18

VEDLEGG 1. Utsnitt av Geological Map of the world (Jatskevich, 2000).

VEDLEGG 2. Kopi av varmemstrømskart over geotravers Danmark-Tunis (Blundell et al. 1992).

1. INNLEDNING

Geotermisk energi er energi som i form av varme finnes lagret i jordkloden. Varmen er hovedsaklig radioaktiv energi som er dannet ved spalting av radioaktive elementer enten i jordkjernen eller i jordskorpa. Varmen vil strømme fra jordens indre ut mot overflaten og varmer opp bergartene og grunnvannet nær overflata. I de øverste 500m av skorpa vil temperaturen i grunnen også være påvirket av dagens og de tidligere tiders klima. Ifølge beregninger utført ved Los Almos National Laboratory i USA, er mengde energi lagret i jorda i størrelsesorden 100 millioner EJ (1×10^{26} J) tilsvarende verdens energiforbruk de neste 300 000 år (Abe et al., 1999).

Geotermisk energi utvinnes gjennom borhull, enten i form av vanndamp, varmt vann eller en blanding av dette. I de tilfeller der bergarten ikke inneholder vann (for eksempel granitter) kan man ta ut varmt vann fra bergarten ved å la vannet sirkulere i et kunstig sprekkesystem.

Utnyttelsen av den geotermiske energien kan deles inn i to produksjonsretninger, en for elektrisk kraft og en for oppvarming. Produksjon av elektrisk kraft krever temperaturer høyere enn 150 °C på et økonomisk dyp, mens det for oppvarming og ved bruk av varmpumpe kan varmen utnyttes fra berggrunn og grunnvann med temperaturer lavere enn frysepunktet.

Grunnvarme er en av de eldste energikilder. Arkeologiske funn viser at indianerne for 10 000 år siden gjerne bosatte seg rundt geotermiske kilder. Også romerne i deres glansdager og Snorre Sturlason i sagatidens Island badet i kilder oppvarmet med geotermisk energi. Den industrielle bruk av geotermisk energi ble innledet i 1840 da man begynte å utvinne borsyre fra damp som ble tatt opp fra borhull i Lardarello i Italia. Det var også det første geotermiske kraftverk ble bygget i 1913. Ved å utnytte damp fra borhull ble det produsert 250 kW elektrisitet. De neste geotermiske kraftverkene ble bygget på New Zealand, Mexico og i USA på slutten av 50 tallet. Utviklingen av forbruket av geotermisk energi er vist i tabell 1 og 2. Direkte forbruket av geotermisk energi er vanskelig målbart. Det antas at forbruket av slik energi er underestimert med 20 %.

Ut fra datamaterialet fra Lund (2000) har forbruket av geotermisk energi økt betydelig de siste 30 årene. Økningen er på gjennomsnittlig 15% årlig fram til 1985. Det siste 10 året er økningen mindre enn 5% per år. "Nedgangen" skyldes økonomisk nedgang i Asia samt lave priser på konkurrerende energi (Lund, 2000).

Tabell 1 Utviklingen av geotermisk elektrisitet (Lund, 2000).

År	Effekt MW	Energi GWh/år	Antall land	Land
1940	130		1	Italia
1950	293		1	Italia
1960	386	ca 2600	4	+ New Zealand, Mexico og USA
1970	678	ca 5000	6	+ Japan og Sovjet
1975	1310		8	+ Island og El Salvador
1980	2110		14	+ Kina, Indonesia, Kenya, Tyrkia, Filippinene og Portugal
1985	4764		17	+ Hellas, Frankrike & Nicaragua
1990	5832		19	+Thailand, Argentina & Australia - Hellas
1995	6797		20	+Costa Rica
2000	7974	49261	21	+Guatamala og Etiopia -Argentina

Tabell 2 Utviklingen av forbruket av geotermisk energi til direkte oppvarming (Lund, 2000).

År	Effekt MW	Energi GWh/år	Antall land	Land
1960			5	Island, Italia, New Zealand, Japan og Kenya
1970	ca 800	ca 2200	6	+Ungarn og Sovjet - Kenya
1975	ca 1300		10	+ Frankrike, Filippinene, Tyrkia og USA
1980	1950		14	+ Østerrike, Tsjekkoslovakia, Tyskland og Taiwan
1985	7072	23 960	24	+ Australia, Canada, Kina, Columbia, Danmark, Mexico Polen, Romania, Sveits og Jugoslavia
1990	8064		32	+Algerie, Belgia, Bulgaria, Etiopia, Hellas, Guatamala, Thailand, Tunis
1995	8664	31236	39	+ Argentina, Georgia, Israel, Makedonia, Serbia, Slovakia, Sverige
2000	17175	51 428	55	Div. land

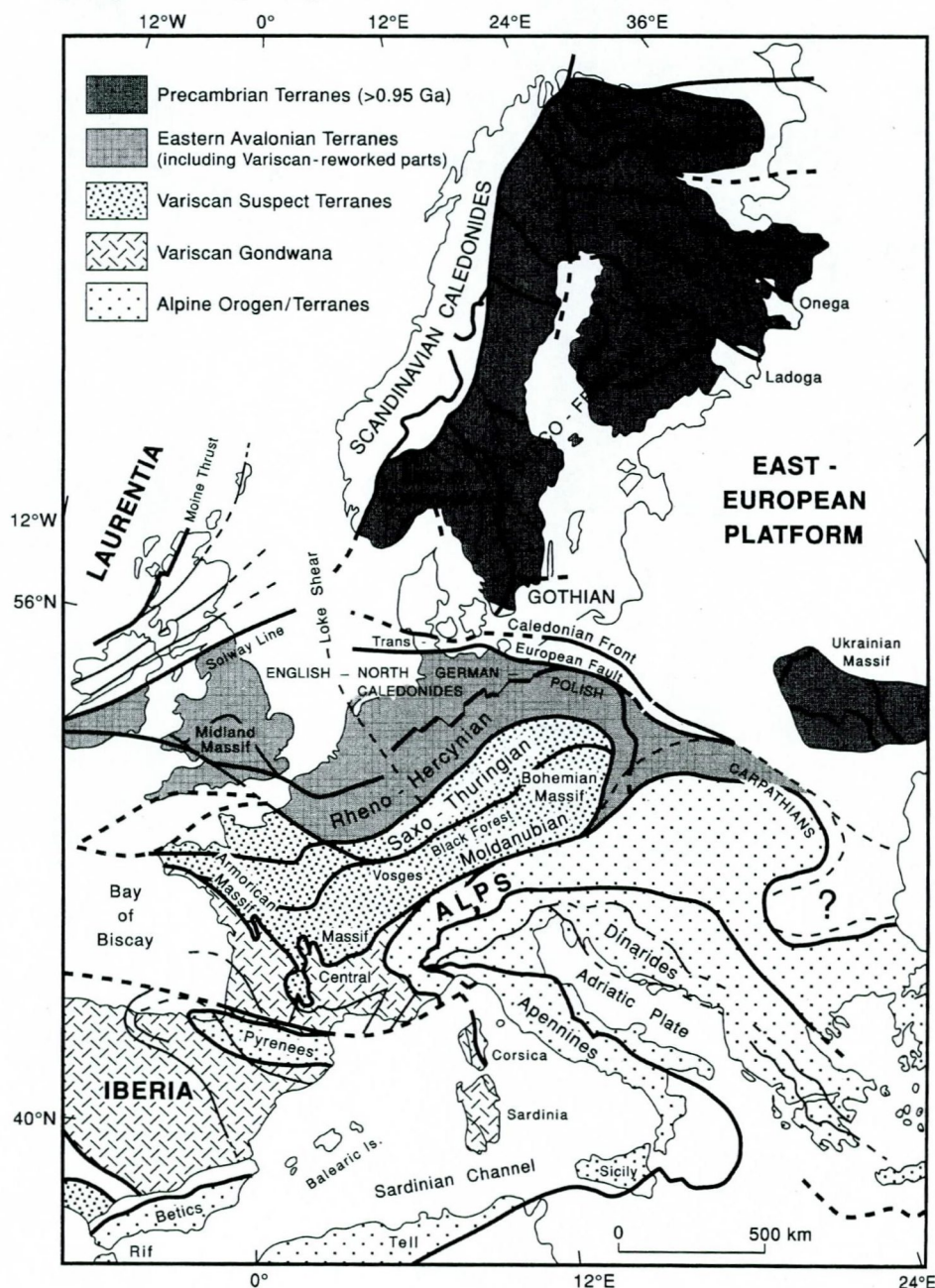
Videre i denne rapporten er potensialet for geotermisk energi vurdert ut fra den regionale geologien, og hovedsakelig ut fra kunnskap om varmestrøm. God kunnskap om spenninger og sprekker vil være viktig ved lokaliseringen av et anlegg, og kunnskap om de geokjemiske forhold vil være viktig for å unngå utfelling og driftstans. Disse faktorene er ofte bestemt av lokale forhold. Selv om et område kan være gunstig for geotermiske anlegg ut fra den regionale geologien, kan de lokale geologiske forholdene ødelegge for muligheten for geotermisk energiuttak.

I de 2 neste kapitlene er området avgrenset til Nord Europa siden dette området antas å være det mest interessante i markedsundersøkelsen.

2. KORT OPPSUMMERING AV BERGGRUNNSGEOLOGISKE FORHOLD I NORD-EUROPA

2.1 Generell bakgrunn

De geologiske forholdene i dette området bærer preg av en lang utviklingshistorie der flere fjellkjedefoldinger har satt sitt preg på berggrunnen. Fjellkjedefoldingene hadde sin årsak i platetektoniske prosesser som medførte at kontinenter beveget seg i forhold til hverandre. Dagens geologiske bilde kan beskrives som en sammensatt mosaikk der de enkelte bitenes historie preges av ulike fjellkjedefoldinger (figur 1).



Figur 1. Forenklet berggrunnskart over nord og mellom Europa. Fjellkjedefoldningene er avgrenset med tykke streker (Blundell et al., 1992).

I de nordligste områdene av Europa finnes de prekambriske bergartene i det fennoskandiske skjold. Dette området kan igjen inndeles i flere belter der de eldste bergartene, som er fra arkeisk tid (eldre enn 2.5 milliarder år) finnes i Kola og Karelen. Bergartene som domineres av den Svekofenniske og Svekonorvegiske fjellkjeden (henholdsvis 1.7–1.9 og 1.3 – 0.9 milliarder år) utgjør resten av den prekambriske delen av skjoldet. I et belte langs nordvestranden ligger det innskjøvne dekker av kaledonske bergarter (Scandinavian Caledonides) over de prekambriske bergartene.

Den kaledonske fjellkjeden (500 – 400 millioner år siden) var et resultat av kollisjon mellom to kontinenter (Laurentia og Baltica), og rester av denne utviklingen finnes også i nordlige Storbritannia, Tyskland og Polen der en mindre kontinentplate (Avalonia) befinner seg i dag.

Lenger sør domineres geologien av den yngre, Varisiske fjellkjeden (ca. 350 – 300 millioner år siden). Geologien i det sentrale Europa (Tsjekia, Tyskland, Frankrike, Iberia) preges av denne hendelsen. Senere (ca. 100 - 50 millioner år siden) oppstod den Alpine fjellkjeden (Alpene, Karpatene) som dominerer bildet i det sørøstlige Europa.

Fjellkjeder som bygges opp vil etter hvert brytes ned gjennom erosjon. Dette resulterer i dannelse av store områder med sedimentære bergarter som legger seg over de nedslitte restene av fjellkjedene. I Europa finner vi dermed et sammensatt bilde med bergarter dannet ved fjellkjedefolding (gneiser, metamorfe bergarter, granitter), og bergarter dannet ved avsetning av sandstein, skifer og kalkstein avsatt i roligere perioder mellom fjellkjedefoldingene.

2.2 Berggrunnen i dag

Det geologiske kartet viser at i Nord-Europa (Fennoskandia) dominerer gamle gneiser og granitter – dette er rester av eldgamle fjellkjeder (figur 1). I området fra Finskebukta, sørover i Polen og vestover i nordlige Tyskland og Danmark finnes lite omdannede sedimentære avsetningsbergarter (fra ordovicisk til miocen (tertiær)) tid. Dette bildet har vi også østover på den øst-europeiske plattformen i Russland og i en tunge sørover i Parisbassenget i Frankrike. Sør for disse avsetningsbergartene finner vi en komplisert sone med bergarter fra den Varisiske fjellkjeden (sørlige Tyskland og store deler av Frankrike). Her er det en blanding av avsetningsbergarter av ulike alder sammen med gneiser og granittiske bergarter.

Et annet viktig trekk ved berggrunnen er områder der det har foregått rifting, dvs. prosesser som kjennetegner områder der kontinentplater begynner å gli fra hverandre. Osloriften (permisk alder) er et godt kjent eksempel fra Norge. Her finnes større områder med lavabergarter og dypbergarter. Lenger sør foregikk det senere rifting med vulkanisme i Rhingraben (Tyskland).

Kopi av Europa fra geologisk kart over verden utgitt av Jatskevich , 2000 er vedlagt som vedlegg 1.

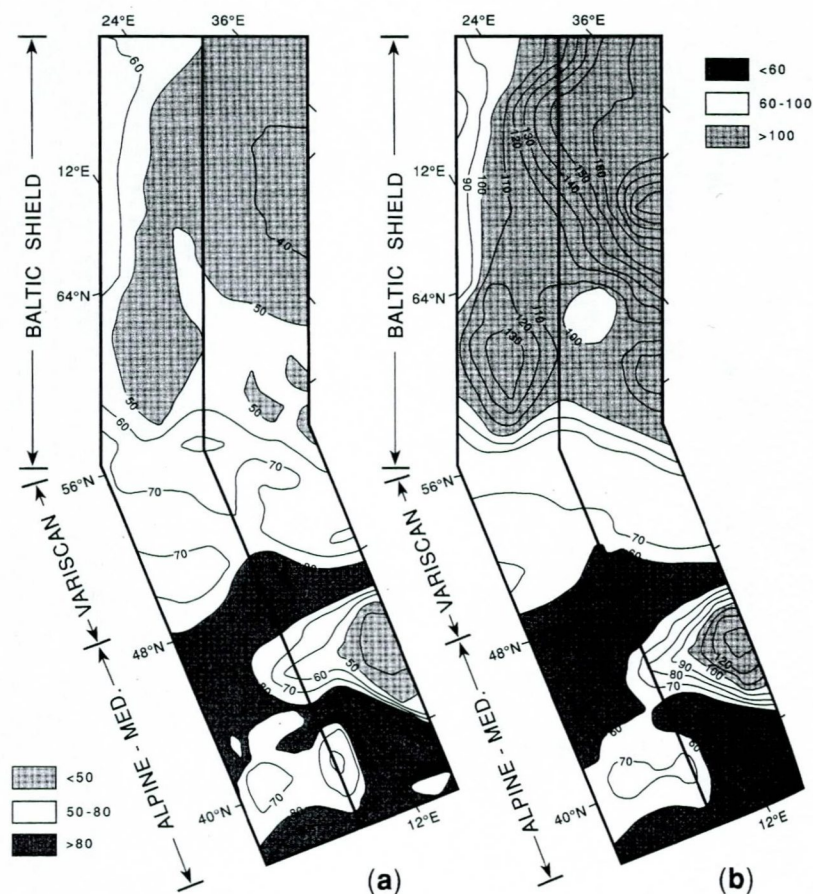
3. GENERELT OM VARMESTRØM I NORD EUROPA.

Varmestrømmen ($q \sim W/m^2$) blir bestemt ved Fouriers ligning ut fra berggrunnens varmeledningsevne ($k \sim W/m \cdot K$) og målt temperaturgradient ($dT/dz \sim K/km$).

$$q = k \frac{dT}{dz}$$

Varmeledningsevne måles vanligvis på kjerneprøver tatt fra et borhull mens temperaturgradienten blir målt ved logging av borhullet. Det vil alltid være usikkerheter knyttet til hvor representativ kjernene og varmeledningsmålingene er for berggrunnen rundt borhullet. Temperaturen i de 500 øverste metrene av skorpa vil være påvirket av dagens og tidligere tiders klima og av grunnvannsstrømningen. Den målte temperaturen må derfor korrigeres. Usikkerheter ved bestemmelse av berggrunnens varmeledningsevne og temperaturgradienten gjør at varmestrømsdata er usikre.

I tillegg til regionale forskjeller i varmestrømsdata antas det også å være store lokale variasjoner. Geotermisk energi er radioaktiv energi dannet ved spalting av de radioaktive elementene uran, thorium og kalium. Områder med bergarter med høyt innhold av disse elementene antas å ha høyere varmestrøm enn områder med lav radioaktiv berggrunn.



Figur 2 Variasjoner i varmestrømmen langs geotraversen gjennom Europa. a) viser varmestrøm målt i den øverste delen av skorpa og b) viser tykkelsen på termisk lithosphere (Blundell et al., 1992).

Den termiske strukturen i litosfæren i det nordlige Europa er relativt godt kjent. Tilgjengelige data er oppsummert i rapporter og publikasjoner fra det internasjonale forskningsprosjektet "European Geotraverse" (EGT). Et generelt kart som viser varmestrømmen i området er vist i figur 2. Et fargekart over geotravers Danmark- Tunis er vedlagt (vedlegg 2). Av dette kartet kan en se at verdiene for varmestrøm i Fennoskandia varierer fra ca. 40 mW/m² i nordøst til ca. 70 mW/m² i sørvest. I det varisiske området i sentral-Europa ligger verdiene på 70 – 80 mW/m², men det finnes også områder med lavere (60 mW/m²) og høyere (>100 mW/m²) verdier. I det alpine området i sørlige Europa er det større variasjon med rask vekslning mellom områder med varierende varmestrømsverdier.

Ut fra varmestrømsdata antas tykkelsen på den termiske lithosfæren, dvs isotermeren til størkningstemperaturen for mantelbergarter (1100 °C – 1330 °C) (figur 2b).

I de neste kapitlene er det forsøkt og gi en status for den geotermiske satsningen i de mest aktuelle landene.

4. NORGE

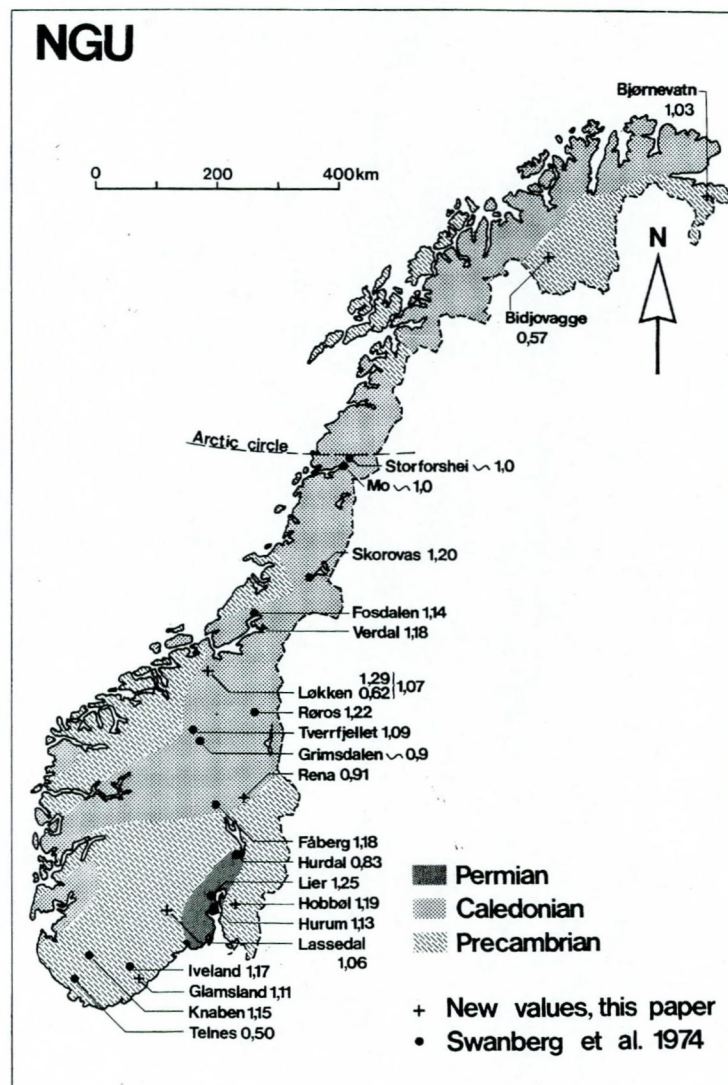
VARMESTRØM

Potensialet for uttak av geotermisk energi i Norge er lite utredet, og varmestrømsdata er en mangelvare. Det eneste kjente varmestrømsprosjekt ble startet i 1969. I løpet av prosjektperioden fram til 1977 ble det utført 48 varmestrømberegninger ut fra målinger i dype borhull (figur 3).

Norges kan geologisk grovt inndeles i 3, det prekambriske baltiske skjold, som inkluderer store deler av sør og vest Norge samt de østlige deler av Finnmark, det palaeozoiske kaledonske fjellkjeden som strekker seg som et belte fra sør til nord, og den permiske vulkanske oslofeltet.

Varmestrømsverdiene som er målt er generelt lave. Varmestrømsmålingene fra det baltiske skjoldet er blant de laveste og viser en middelvei på 39 mW/m² ± 12 mW/m². Det resultatet samsvarer godt med varmeledningsdata fra andre deler av det Baltiske Skjold og med målinger fra andre stabile "skjold" områder. Målingene fra den kaledonske fjellkjedefoldingen viser varmestrømsverdier mellom 46 og 52 mW/m². De høyeste varmestrømsverdiene måles i og rundt det permiske oslofeltet med flere målinger over 50 mW/m² (Grønlie et al., 1981).

Samtidig med varmestrømsprosjektet foregikk et studie av innholdet av radioaktivt elementer i granittområdene i Sør Norge og bergartene i Oslofeltet (Raade, 1973). Målingene viste at de prekambriske granittene i Flå og Iddefjordsområdet var relativt radioaktive. Ut fra disse målingene antas disse områdene og ha en høyere varmestrøm enn områder med "lav-radioaktive" bergarter.



Figur 3 Varmestrømskart over Norge med varmemestrømsmålinger utført på 1970 tallet. Målingene er oppgitt i hfu (1 hfu = 41,8 mW/m²) (Heier & Grønlie, 1977).

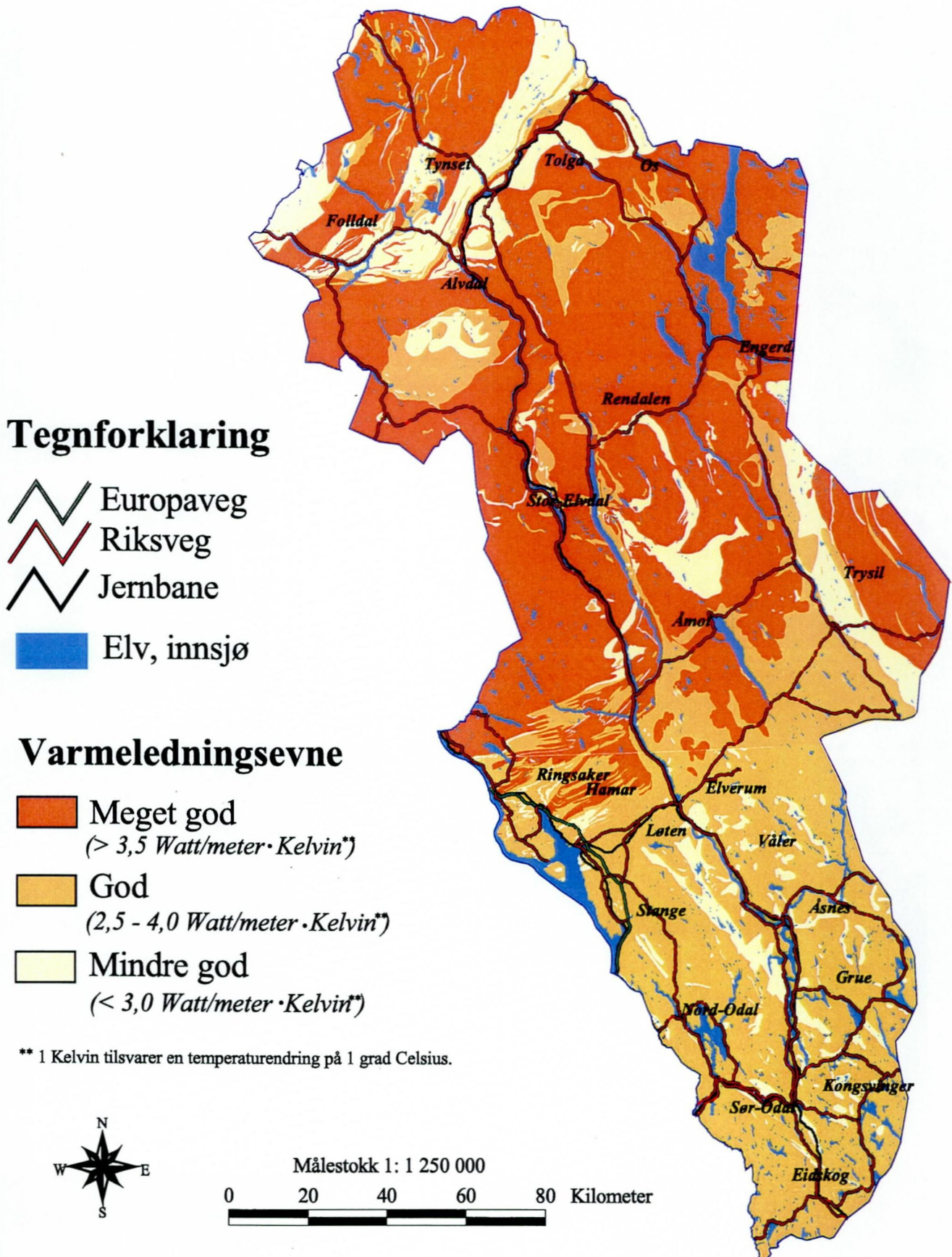
Grønlie konkluderer med at de granittiske områdene i det permiske oslofeltet og i det sydlige prekambrium er de antatt beste områdene for å nyttiggjøre seg geotermisk energi i Norge.

Andre mer eller mindre antagelser fra varmemestrøms- og varmeproduksjons studiet på 70-tallet er:

- Iddefjordsgranitten i Østfold er en av de mest interessante bergarter for utnyttelse av geotermisk energi.
- Av de sedimentære bergarter er Brummundalsandsteinen den mest interessante for uttak av energi.
- Grenseområdet mellom Norge og Sverige har høyere varmemestrømsverdier enn normalt fordi dette området har vært utsatt for større landhevning.
- Potensialet i Norge er lavtemperert (<100 °C) og bare egnet til oppvarmingsformål.

Potensialet for grunnvarmeuttak fra fjellbrønner i Hedmark fylke

- Basert på bergartenes varmeledningsevne



VARMELEDNINGSEVNE

Berggrunnens varmeledningsevne vil avgjøre hvor mye energi som kan hentes fra en energibrønn. Berggrunnen med god varmeledningsevne vil lede mer energi mot brønnen og fra et større område/volum enn berggrunn med dårlig varmeledningsevne. Bergartens varmeledningsevne vil også påvirke temperaturen mot dypet (jfr. Fouriers ligning). Bergarter med lav varmeledningsevnen vil isolere og redusere varmetapet oppover, noe som vil føre til høyere temperaturgradienter mot dypet. Varmeledningsevnen i bergarter i Norge antas å variere fra 1,5 til over 6,0 W/m·K avhengig av bergartens mineralogi og tekstur. Figur 4 viser et eksempel på antatte variasjoner i varmeledningsevnen i berggrunnen i Hedemark fylke. Kartet er et bidrag til fylkets energiplan.

De vanligste bergartene i de største byene med antatt varmeledningsevne er

Oslo:	Permiske eruptiv bergarter :	2,0 –2,5 W/m·K
	Sedimentære bergarter fra kambrosilur	2,5 – 3,0 W/m·K
	Grunnfjellet (gneis)	
	ligger under de sedimentære bergartene :	3,0 –3,5 W/m·K
Stavanger:	Fyllitt	2,2 – 2,7 W/m·K
Bergen:	Granitt	3,0 – 3,5 W/m·K
	Glimmerskifer / fyllitt	2,2 – 2,7 W/m·K
Trondheim	Grønnstein	2,2 – 2,7 W/m·K
Tromsø	Kalkspatmarmor	2,5 – 3,0 W/m·K
	Gneis	3,0 –3,5 W/m·K

5. NORDEN

5.1 Sverige

I folkeavstemningen 23.mars 1980 ga det svenske folket staten følgende oppdrag: Finn alternativ til kjernekraften. Siden den gang har 14,6 milliarder kroner blitt brukt til forskning og utvikling av alternative energikilder blant annet er et HDR –anlegg (hot dry rock) bygget i Fjällbacka i Bohus. Geotermiske studier viser at Sverige har lav varmestrøm og termiske gradienter. Sverige er som Norge en del av det baltiske skjoldet. Varmestrømsdata, publisert på 1970, viser lave varmestrømmer i Nord Sverige med en middelværdi for dette området på 40 mW/m². Flere steder i midt og sør Sverige ble det målt relativt høy varmestrøm. Midlere varmestrøm i Sverige basert på alle tilgjengelige målingene er 56 mW/m². Bohus skiller seg ut som et av de gunstigste områdene. Landström et al (1980) beregnet varmestrømmer opp i 76 mW/m² i det området. Årsaken er det "høye radioaktive innholdet" i Bohus granitten. Bohusgranitten tilsvarer Iddefjordgranitten på norsk side. Ut fra disse betingelsene er det tidligere konkludert med at økonomiske lønnsomme HDR anlegg i Sverige må være basert på lave borekostnader (dvs relativt grunne borer) og bruk av varmepumpe.

HDR anlegget i Fjällbacka består av to 500 m dype brønner som er koblet sammen gjennom et naturlig sprekkesystem. Selv om det er benyttet hydraulisk trykking er vanntapet i det åpne sirkulasjonssystemet på 50 %. Det høye vanntapet og også en høy strømningsmotstand i systemet (impedans) gjør at anlegget ikke er økonomisk lønnsomt.

5.2 Danmark

I Thisted i Danmark ligger det eneste geotermiske anlegget i Norden som er i drift. Varmt vann blir pumpet opp fra 1250 m dyp og ved bruk av varmpumper utnyttes varmen fra vannet. Ved å avkjøle 143 m³/h vann fra 44 °C til 22 °C oppnås en effekt på 3,5 MW.

Danmark skiller seg geologisk fra resten av Skandinavia i og med at det er en del av det norsk-danske sedimentære bassenget. På Jylland er tykkelsen på sedimentene målt til over 10000m.

Temperaturmålinger antyder varmestrømsverdier mellom 60–80 mW/m². De høyeste varmestrømmene er målt på Jylland i det området der de sedimentære bassenget er på det dypeste. Det måles betydelige temperatur og varmestrømsanomalier i områdene rundt salt strukturer (Balling et al., 1981).

Vindkraft er satsningsområdet i Danmark. Ifølge den danske el-reformen fra 1999 skal vindkraften dekke 13 % av danskenes elektrisitetforbruk i 2000. I 2030 skal halvparten av kraftforbruket være fornybare energikilder, mesteparten av det fra 4000MW installert vindkrafteffekt til havs (TU 30/00).

5.3 Finland

Sammen med Sverige er Finland det landet i EU som bruker mest energi, men i motsetning til Sverige har landet ikke de samme mulighetene til å utnytte vannkraft eller andre fornybare energikilder.

Finland importerer i dag over 50 % av energien og den egenproduserte stammer hovedsakelig fra kull og kjernekraft. Finland har på 90-tallet brukt store ressurser på å kartlegge varmestrøm og temperaturgradienter (Jokinen, & Kukkonen, 1999, Kukkonen, Gosnold, & Safanda, 1998,

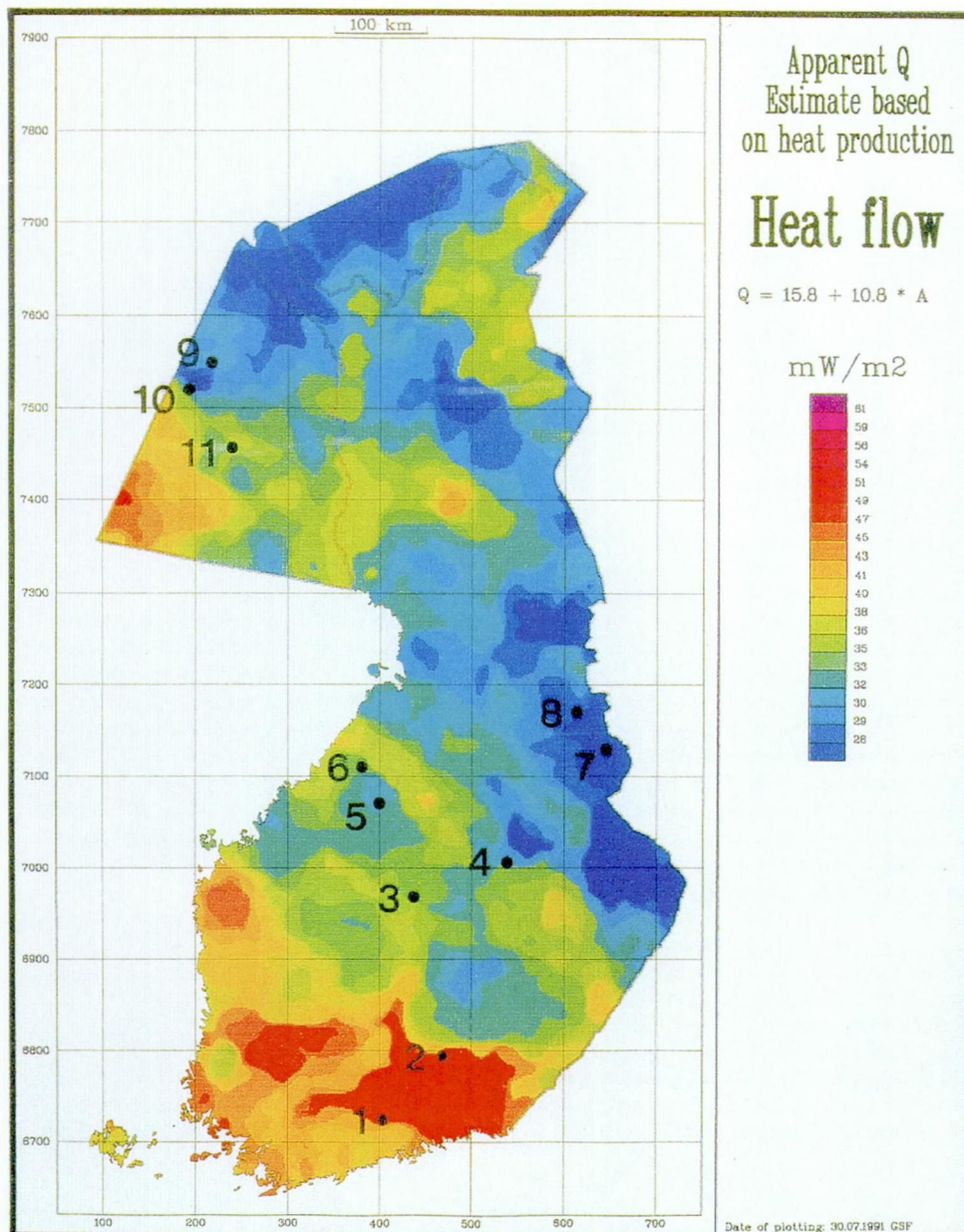
Kukkonen, 1993 & 1995). Finland har de gunstigste varmestrøm- områdene i sør og vest som vist på varmestrømskartet i figur 5. Høyeste varmestrøm i disse områdene er beregnet til 68 mW/m². I resten av landet måles en varmestrøm lavere enn 42 mW/m² (Kukkonen, 1989, 1993). Bergarter med høy radioaktivt innhold er årsaken til disse varmestrømsanomaliene. I flere av varmestrømsstudiene fra Finland antydes det en sammenheng mellom temperaturgradient og paleoklima og grunnvannsstrømning. I et område i Karelen ble det målt temperaturgradienter fra 0,8 – 3,7 K/km. Ut fra disse målingene ble varmestrømmen beregnet til mellom 2,4 – 11,6 mW/m² (Kukkonen, 1998).

Det antas at området var isfritt under siste istid og at permafrost, med temperaturer i grunnen ned mot –15C i en lengre periode for 10 000 – 60 000 år siden, er årsak til de lave temperaturgradientene i dag.

5.4 Island

Island rangerer øverst på alle statistikker over forbruk av geotermisk energi. Årsaken er at øya ligger midt på den atlantiske ryggen som skiller den nordamerikanske og eurasiske plate.

Det finnes ca 1000 varme kildeområder på Island. Omlag 95 % av oppvarmingen av hus skjer ved geotermisk energi og de geotermiske anleggene leverer 5 % av landets elektrisitetsproduksjon. Det jobbes også aktivt med å benytte geotermisk energi i form av våtgass som drivstoff for framtidens bilmotorer. Det prosjektet er blant annet finansiert av Daimler/Chrysler, Shell og Norsk Hydro.



Figur 5 Varmestrømskart over Finland (Kukkonen, 1993).

6. EUROPA

Statistikk for 1997 presentert i EUs "Blue book on Geothermal Resources " viser at geotermisk energi blir produsert i 21 land. I Europa er den totale geotermiske energiproduksjonen 4,3 TWh/år hovedsakelig i Italia, Island og Tyrkia. Statistikken over forbruket av geotermisk energi til direkte oppvarming viser at det i 1997 ble brukt 18 TWh/år i Europa av den type oppvarming. Det er 52 % av verdens totale forbruk. Den store forbrukeren av slik oppvarming er Island som alene har 17 % av verdens totale forbruket.

6.1 EU

EU har som mål å øke forbruket av fornybar energi fra 6 % av det totale energiforbruket i dag til 12 % innen 2010. Geotermisk energi er en slik fornybar og miljøvennlig energikilde som EU vil satse på i framtida. Alle EU landene benytter i en eller annen form grunnvarme. De 3 store forbrukerne er Frankrike, Tyskland og Italia.

6.1.1 Frankrike

EUs forskningsanlegg for geotermisk energi ligger i Frankrike, i Soultz-sous-Forêts i det som geologisk benevnes som Rhine Graben. Forskningsprogrammet startet i 1987 og er et samarbeid mellom de fleste EU-landene. Foreløpig er det boret 2 borhull ned til 3600-3900 m dyp og 4 observasjonsbrønner (1400-2200m dype) "Soultz konseptet" er å injisere vann under høyt trykk ned i borhullene for å oppnå god kontakt mellom eksisterende sprekkesystemer og de to dype borhullene. Antatt effekt på dagens anlegg er 10 MW i termisk oppvarming ved hjelp av 250 kW pumper.

Frankrike har gunstige geotermiske områder der de sedimentære bassengene som Paris bassenget og Aquitaine bassenget peker seg ut som de gunstigste områdene med målte varmestrømsverdier opp mot 150 mW/m². Fjellområdene som Alpene og Pyreneene har de laveste varmestrømmene (ned mot 50 mW/m²).

6.1.2 Storbritannia

Storbritannia startet i 1983 et omfattende geotermisk prosjekt. Et forskningsanlegg bestående av et HDR anlegg ble anlagt i Rosemanowes i Cornwall. Berggrunnen i det området er granitt, og lokaliteten er antatt å være et av de gunstigste områdene i Storbritannia med hensyn på utnyttelse av geotermisk energi. Temperaturgradienter på 35 K/km er målt og varmestrøm verdier opp mot 120 mW/m² er beregnet i granittområdet i Cornwall. Det ble boret 2 borhull ned til over 2 km. Disse ble koblet sammen ved å stimulere et naturlig sprekkesystem. Et høyt vanntapt samt høyt vanntrykk for å sirkulere vannet gjennom anlegget har vært de store utfordringene i prosjektet. I 1991 ble prosjektet avsluttet. Begrunnelsen var at anlegget aldri ville bli økonomisk lønnsomt.

Foruten Cornwall området viser geotermiske målinger høye varmestrømsverdier i Tyne – Tees området.

6.1.3 Tyskland

Prestisjeprosjektet i Tyskland er grunnvarmeanlegget i riksdagsbygningen i Berlin. Siden våren 1999 har riksdagen blitt oppvarmet og avkjølet ved bruk inntil av 320 m dype energibrønner. Kapasiteten på anlegget er 3,2 MW.

I 1987 startet prosjektet KTB – dypboring i Bayern. I 1989 ble brønn 1 avsluttet på 3,6 km dyp og i 1994 ble brønn 2 avsluttet på 9 km dyp. Et utall av artikler er publisert med resultat av geologiske og geofysiske undersøkelser av disse borhullene.

Det antas å være installert 500 MW geotermisk effekt til direkte oppvarming i Tyskland i dag hovedsakelig basert på grunne anlegg. Potensialet for geotermisk energi antas å være 81800 MW, tilsvarende 49% av landets energiforbruk på oppvarming (Clauser, 1997)

6.2 Andre europeiske land.

6.2.1 Sveits

Selv om Sveits ikke er blant de best egnede ut fra de geotermiske forholdene er det et av foregangslandene på utnyttelse av geotermisk energi. De geotermiske gradientene er høyest i det sedimentære "Molasse bassenget" som skjærer gjennom Sveits fra sørvest til nord vest, og dekker ca 35% av landet. Den gjennomsnittlige gradienten for bassenget er 30 K /km. I dag er over 8000 varmepumpe installert i dette området. Det er den tetteste konsentrasjonen av varmepumper i verden. Potensialet for grunnvarmeuttak fra grunne anlegg er anslått til 5000 TJ /år ($TJ = 10^{12}J$)

Satsningen på dype HDR anlegg har ikke vært like suksessfull som for grunne anlegg. 6 dype brønner ble boret i perioden 1987 – 1997. Ingen av disse anleggene er i drift i dag. Hovedproblemet har vært å oppnå høy nok vannstrømning i anleggene. Potensialet for geotermisk energi fra dyp anlegg (HDR anlegg) er anslått til mellom 50 000 – 500 000 TJ/år

7. USA

Det første HDR-anlegget ble anlagt i Fenton Hill, New Mexico, USA mellom 1974 og 1978.

Det ble boret ned i oppsprukket granitt og konklusjonen fra de første strømningsforsøkene var at det var fullt mulig å utnytte energien fra et slikt anlegg. Anlegget er i drift i dag men ambisjonene har til stadig blitt justert ned under anleggsperioden på grunn av vansker med å oppnå kontakt mellom brønnene på over 4000 m dyp.

I dag er USA en av storforbrukerne av geotermisk energi. Markedsføringa av geotermisk energi som CO₂-fri har økt interessen for energiformen. De fleste anleggene finnes i de vestligste statene samt på Hawaii og i Alaska. Installert effekt er ifølge Geothermal Resources Council 2200 MW til elektrisitet og 470 MW til direkte oppvarming .

8. POTENSIALET FOR GEOTERMISK ENERGI

Landene med størst potensialet for geotermisk energi er ennå ikke nevnt. En rapport utgitt av geothermal energy association antyder at elektrisitet fra geotermiske anlegg kan gi elektrisitet til 865 mill eller 17 % av jordas befolkning. 39 land, hovedsakelig i Afrika, Sentral og Sør Amerika kan være selvforsynt med geotermisk energi. De mest interessante land på denne lista er Bolivia, Ecuador, El Salvador, Etiopia, Guatamala, Indonesia, Kenya, Malawia, Mozambique, Peru, Filippinene, Sudan, Tanzania, Uganda og Yemen. Eneste europeiske land på lista er Island. Neste europeiske land er Makedonia som antas å ha potensialet til å oppnå 20% geotermisk elektrisitet. Tabell 3 viser potensialet for geotermisk energi i form av elektrisitet ifølge den samme rapporten.

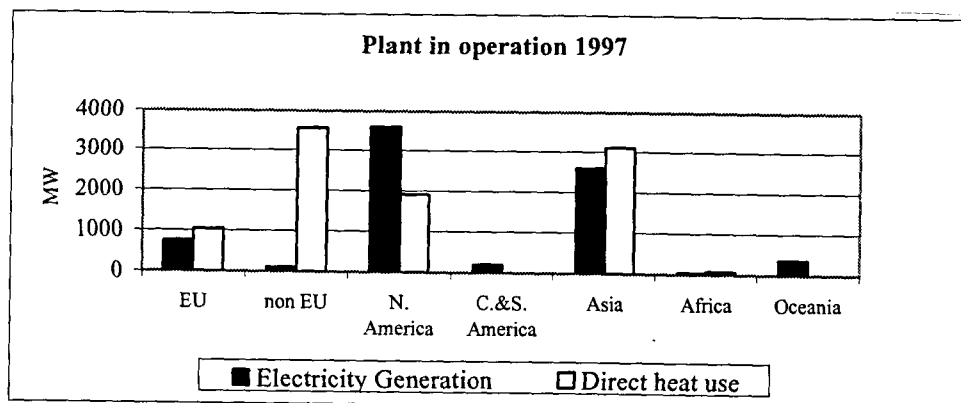
Tabell 3 Potensialet for geotermisk energi i form av elektrisitet i de forskjellige verdensdeler (<http://geothermal.org/PotentialReport.htm>).

Region	Geotermisk potensialet (el) TWh	Forbruk av elektrisitet TWh	% geotermisk
Nord Amerika	200	4333	4,6
Sentral og Sør Amerika	224	623	36,0
Karibiske øyer	354	669	52,9
Europa inkl Russland	97	4155	2,3
Asia og stillehavsøyene	337	3304	10
Afrika	101	357	28
<i>Totalt</i>	<i>1089</i>	<i>13142</i>	<i>8,3</i>

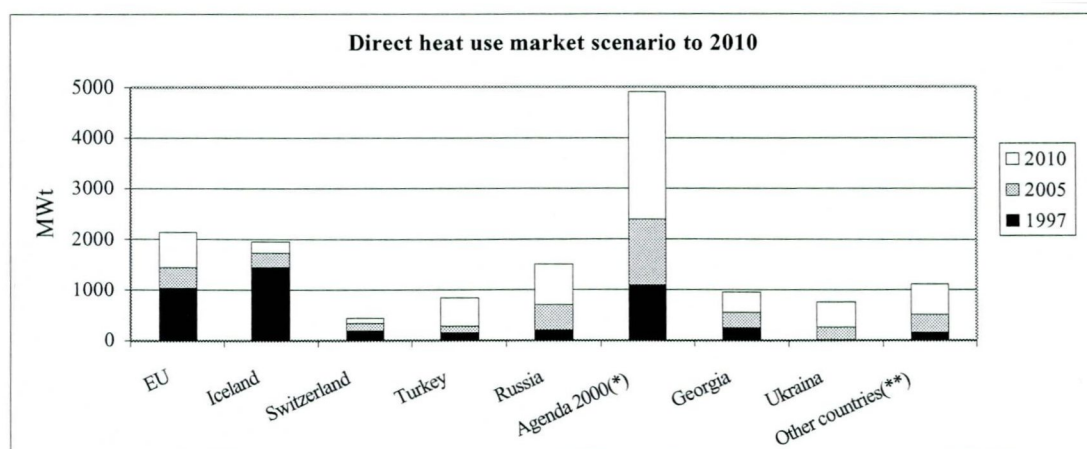
Ut fra registreringer fra 60 land er det i dag installert 8 GW geotermisk energi til elektrisk forbruk og 17 GW til direkte oppvarming (Lund, 2000). Lund (2000) setter fram 2 scenarier for framtidens forbruk av geotermisk energi. Et nøkternt scenario med en vedvarende årlig økning i forbruket med 10%. Det totale geotermiske forbruket om 10 år vil da være på 75 GW (250 TWh). Det optimistiske scenariet antar en årlig økning i forbruket med 15%. I 2010 vil verden da ha installert 100 GW (400 TWh) med geotermisk energi.

Tall over forbruket av geotermisk energi til elektrisitet og direkte oppvarming hentet fra EUs : Blue Book on Geothermal Resources er vist i tabell 4. Antatt forbruk av geotermisk energi for 2005 og 2010 i Europa er vist i tabell 5 og for hele verden i tabell 6. Antagelsene for framtidens geotermiske energiforbruk viser at økningen i de geotermiske varmekraftverkene vil hovedsakelig skje i Asia og Latin Amerika, mens økningen i direkte bruk av geotermisk energi vil skje i de fleste land. En spesiell høy økning i geotermisk energi til oppvarmingsformål forventes i flere av de østeuropeiske landene.

Tabell 4. Geotermiske anlegg i drift i 1997 (Blue book on Geothermal Resources)



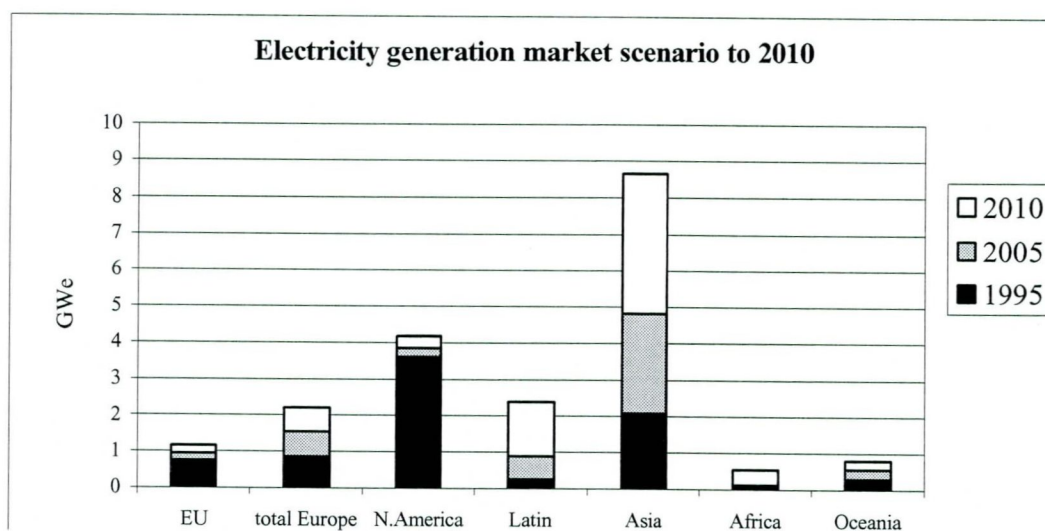
Tabell 5. Forbruk og antatt uttak av geotermisk energi til direkte oppvarming (Blue book on Geothermal Resources).



(*) Bulgaria, Hungary, Poland, Romania, Slovakia, Slovenia

(**) Macedonia and Yugoslavia

Tabell 6. Forbruk og antatt uttak av geotermisk energi til elektrisitet (Blue book on Geothermal Resources).



9. REFERANSER OG BAKGRUNNSTOFF

GENERELLE REFERANSER

Abe, H., Niitsuma, H. & Murphy, H. 1999: Summary of discussions, structured academic review of HDR/HWR reservoirs. *Geothermics*, 28, 671-679.

Blue Book on Geothermal Resources, EU, [http:// WIRE - Whitepapers module.The World-wide Information System for Renewable Energy1.htm](http://WIRE-Whitepapers.module.TheWorld-wideInformationSystemforRenewableEnergy1.htm)

Blundell, D.; Freeman, R. & Mueller S. 1992: A continent revealed. The European Geotraverse Cambridge University Press, 275.

Jatskevich, 2000: Geological Map of the world. 1:15 000 000.

Gawell, K. Reed, M. & Wright, M. 1999: Preliminary Report Geothermal Energy, The Potential for clear power from the earth. Geothermal Energy Association, <http://geothermal.org/PotentialReport.htm>.

Lund, J. 2000: World status of geothermal energy use. Past and potensial. Renewable energy world review issue 2000-2001, 123-131

NORGE

Grønlie, G. & Heier, K.S: The Norwegian heat flow-heat generation project In : Heier (ed.) The Norwegian Geotraverse Project. 41-42.

Grønlie, G., Johansen, T.E., Karlstad, B. & Heier, K.S. 1980: Geotermisk energi i Oslofeltet. En undersøkelse av Iddefjordsgranitten i Østfold. Rapport til Olje- og Energidepartementet. Kap. 1822,post 70. Forskning og utvikling av andre energikilder.

Haenel, R.; Grønlie, G. & Heier, K.S. 1979: Terrestrial Heat Flow Determination in Norway and an Attempted Interpretation In: Cermak, V. & Rybach, L. (eds) Terrestrial Heat Flow in Europe, 232 –239. Springer Verlag

Heier, K.S. & Grønlie, G. 1977: Heat Flow – Heat Generation studies in Norway. In Saxena & Bhattacharji (eds): Energetics of Geological Processes. Springer Verlag, 217-235

Sturt, B.A. & Håbrekke, H. 1986: Geotermisk energi. Statusrapport NAVF.

Swanberg, C.A. Chessman, M.D., Simmons, S.B., Grønlie, G. & Heier, K. S. 1974: Heat flow – heat generation studies in Norway. *Tectonophysics*, 23, 31-48.

SVERIGE

Erikson, K.G & Malmqvist, D. 1979: A review of the Past and the Present Investigations of Heat Flow in Sweden. In: Cermak, V. & Rybach, L. (eds.): Terrestrial Heat Flow in Europe. Springer-Verlag 267-277.

Landström, O., Larson, S.Å. Lind, G. & Malmqvist D. 1980: Geothermal investigations in the Bohus Granite Area in Southwestern Sweden. *Tectonophysics*, 64, 131-162.

Sydsvenska Dagbladet 1999: Jakten på ny energi utan resultat. <http://sydsvenskan.se/red/v43/30kraft.html>

Wallroth, T. Eliasson, T. & Sundquist, U. 1999: Hot dry rock research experiments at Fjällbacka, Sweden. *Geothermics*, 28, 617-625.

DANMARK

Balling, N. 1979: Subsurface Temperatures and Heat Flow Estimates in Denmark. In: Cermak, V. & Rybach, L. (eds.): Terrestrial Heat Flow in Europe. Springer-Verlag, 161-171.

Balling, N., Kristiansen, J. I., Breiner, N., Poulsen, K.D, Rasmussen, R. & Saxov, S. 1981: Geothermal Measurements and Subsurface Temperature Modelling in Denmark. GeoSkrifter 16. Department of Geology Aarhus University.

Ahorn undervisning: <http://www.ahorn.dk/htmvers/vedvarende.htm> Vedvarende energi.

Teknisk Ukeblad 2000: Frykt for vindfall, 30/00.

FINLAND

Jokinen, J. & Kukkonen, I.T. 1999: Random modelling of the lithospheric thermal regime: forward simulations applied in uncertainty analysis. *Tectonophysics* 306, 277-292.

Järvimäki, P. & Puranen, M. 1979: Heat Flow Measurements in Finland. In: Cermak, V. & Rybach, L. (eds.): *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Springer-Verlag, 172-179.

Kukkonen, I.T. 1989: Terrestrial heat flow and radiogenic heat production in Finland, the central Baltic Shield. *Tectonophysics*, 164 219-230.

Kukkonen, I.T. 1993: Heat flow map of northern and central parts of the Fennoscandian Shield based on geochemical surveys of heat producing elements. *Tectonophysics* 225, 3-13

Kukkonen, I.T. 1995: Thermal aspects of groundwater circulation in bedrock and its effect on crustal geothermal modelling in Finland, the central Fennoscandian Shield. *Tectonophysics*, 244, 119-136.

Kukkonen, I.T., Gosnold, W.D & Safanda, J. 1998: Anomalously low heat flow density in eastern Karelia, Baltic Shield: a possible palaeoclimatic signature. *Tectonophysics* 291, 235-249.

Kukkonen, I.T. & Safanda, J. 1996: Palaeoclimate and structure: the most important factors controlling subsurface temperatures in crystalline rocks. A case history from Outokumpu, eastern Finland. *Geophys. J. Int.* 126, 101-112.

ISLAND

<http://www.alletidersgeografi.dk/island.htm>.

<http://www.vtek.chalmers.se/~iaces/lcgoteborg/artiklar/islande.html>

<http://www.dn.se/DNet/articles/91200-91299/91267/island.html>

FRANKRIKE

Baria, R. Baumgärtner, J., Gérard, A., Jung R., & Garnish, J. 1999: European HDR research programme at Soultz-sous-Forêts (France) 1987-1996. *Geothermics* 28, 655-699.

Gable, R. Draft of a Geothermal Flux Map of France. In: Cermak, V. & Rybach, L. (eds.): *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Springer-Verlag, 179-185. .

Hot Dry Rock (HDR) geothermal energy research in Europe. <http://www.brgm.fr/socomine/GB/hdr.html>

Batchelor, A.S. 1984: Hot dry rock geothermal exploitation in the United Kingdom. *Modern Geology*, 9 1-41.

STORBRITANNIA

Bloomer, J.R., Richardson, S.W. & Oxburgh E.R. Heat flow in Britain: an assessment of the values and their reliability. In: Cermak, V. & Rybach, L. (eds.): *Terrestrial Heat Flow in Europe*. Springer-Verlag, 293-300.

Evans, C.J., Kimbell, G.S. & Rollin, K.E. 1988: Hot dry rock potential in urban areas. Investigations of the Geothermal Potential of the UK, British Geological Survey, 121pp

Parker R. 1999: The Rosemanowes HDR project 1983-1991 *Geothermics* 28, 603-615.

Wheildon, J., King, G. Crook, C.N. & Thomas Betts, A. 1984: The Eastern Highlands granites: heat flow, heat production and model studies. Investigations of the Geothermal Potential of the UK, British Geological Survey, 41pp

Willis-Richards, J., Jones, R.H., Baria, R., & Parker, R. 1989: Camborne Geothermal Energy Project 2C-7 Resources Evaluation Volume 1: Overview. Department of Energy. Contractor Report. 71pp.

TYSKLAND

Clauser, C. 1997: Geothermal energy use in Germany – status and potential. *Geothermics*, 26, 203-220.

Kabus, F., Seibt, P. & Poppei, J. Aquifer Thermal Energy Stores in Germany. In: Benner, M. and Hahne, E.W.P (eds.) Terrastock 2000 8th International Conference on Thermal Energy Storage. Proceedings Volume 1, 129-134.

Pribnow, D & Umsonst, T. 1993: Estimation of thermal conductivity from the mineral composition: Influence of fabric and anisotropy. *Geophysical Research Letters*, 20 2199-2202.

Sanner, B. 1999: High Temperature Underground Thermal Energy Storage. State-of-the-art and Prospects. *Gissener Geologische Schriften* Nr. 67, 158p.

<http://www.demon.co.uk/geosci/ecgerm.html>

SVEITS

Rybach, L. 1992: Geothermal potential of the Swiss Molasse Basin. *Eclogae geol. Helv.* 85/3 733-744.

Rybach, L., Bodmer, P., Pavoni, N. & Mueller, St 1978: Siting Criteria for Heat Extraction from Hot Dry Rock; Application to Switzerland. *Pageoph*, Vol 116, 1211-1224.

<http://www.demon.co.uk/geosci/ecswitz.html>

USA

Brown, D.W. & Duchane, D.V. 1999: Scientific progress on the Fenton Hill HDR project since 1983. *Geothermics*, 28 591-601.

Nakatsuka, K. 1999: Field characterization for HDR/HWR: a review. *Geothermics* 28, 519-531.

<http://www.geothermal.org/index.html>



30° 170° 180° 170° 160°

L E G E N D

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ INTRUSIVE ROCKS	КАЙНОЗОЙСКИЕ CENOZOIC 5	МЕЗОЗОЙСКИЕ MESOZOIC 4	ПАЛЕОЗОЙСКИЕ PALEOZOIC 3	ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ PROTEROZOIC 2	АРХЕЙСКИЕ ARCHEAN 1
Граниты, плагиограниты (γ); гранодиориты (γδ) Granites, plagiogranites (γ); granodiorites (γδ)					
Граниты рапакиви (γ) Rapakivi granites (γ)					
Чарнокиты, эндербиты (δ) Charnockites, enderbites (δ)					
Диориты, кварцевые диориты (δ) Diorites, quartz diorites (δ)					
Габброиды (ν); долериты (νβ), ультрамафиты расслоенных интрузий (на щитах и срединных массивах) Gabbroids (ν); dolerites (νβ), ultramafites of the layered intrusions (on shields and median massifs)					
Анортозиты (η) Anorthosites (η)					
Ультрамафиты (альпинотипные) в офиолитовых поясах, перидотиты, дуниты, серпентиниты (σ) Ultramafites (alpinotype) in ophiolite belts, peridotites, dunites, serpentinites (σ)					
Сиениты, граносиениты, монзониты (ξ); нефелиновые сиениты (ε); щелочные: граниты (εγ), сиениты (εξ), габброиды (εν), ультрамафиты (εσ) Syenites, granosyenites, monzonites (ξ); nepheline syenites (ε); alkaline: granites (εγ), syenites (εξ), gabbroids (εν), ultramafites (εσ)					
Кимберлиты (вне масштаба) Kimberlites (without scale)					

Примечания Notes

1. Возраст основных, ультраосновных и щелочных интрузий показывается цифрами, добавленными к буквенному индексу, аналогично возрасту кислых интрузий

The age of basic, ultrabasic and alkaline intrusions is shown by the figures symbols, added to the letter symbols, just as the index of the age of acid intrusions

2. Докембрийские интрузии показываются буквенными индексами состава

Precambrian intrusions are indexed by letter symbols of composition

3. Кислые интрузии докембрийского возраста показываются цветом протерозойских интрузий

The acid precambrian intrusions are shown colour of the proterozoic intrusions

П Р О Ч И Е О Б С

Вулканогенные образования
Volcanogenic formation

- Кислого состава Acid composition
- Основного и среднего состава Basic and intermediate composition
 - Континентов, внутренних и окраинных морей, островных дуг
Continents, inland and marginal seas, island arcs
 - Подводных площадных покровов и крупных вулканических сооружений
Submarine areal covers and major volcanic structures
 - Срединно-океанических хребтов Mid-ocean ridges
- Щелочного состава Alkaline composition
- Смешанного состава (нерасчлененные) Of various composition (undivided)
- Четвертичные и плиоцен-четвертичные базальты; андезиты (α); андезибазальты (αβ)
Quarternary and Pliocene-Quarternary basalts; andesites (α); andesibasalts (αβ)

Генетические типы четвертичных отложений*
Genetic type of Quaternary deposits

- Континентальные отложения Continental deposits
- Эоловые отложения Eolian deposits
- Морские рифогенные отложения Marine reef deposits
- Геологические границы Geological boundaries
- Границы между фациальными разновидностями пород Boundaries between facies varieties of the rocks
- Разломы Faults
- Разломы, ограничивающие рифты срединно-океанических хребтов The faults, restricting the rifts of the middle-oceanic ridges

*Четвертичные отложения сложного и смешанного генезиса показываются только цветом Quaternary deposits of a complex and mixed genesis are shown only by color of system

00°

110°

120°

130°

140°

150°

Б О З Н А Ч Е Н И Я

C-T	Карбон-триас. Средний карбон-триас (C ₂ -T) Carboniferous-Triassic. Middle Carboniferous-Triassic (C ₂ -T)
C-P	Карбон-пермь. Верхний карбон-нижняя пермь (C ₃ -P ₁) Carboniferous-Permian. Upper Carboniferous-Lower Permian (C ₃ -P ₁)
C	Карбон Carboniferous
C ₃	Верхний карбон. Средний-верхний карбон (C ₂₋₃) Upper Carboniferous. Middle-Upper Carboniferous (C ₂₋₃)
C ₂	Средний карбон Middle Carboniferous
C ₁	Нижний карбон Lower Carboniferous
D-P	Девон-пермь Devonian-Permian
D-C	Девон-карбон Devonian-Carboniferous
D	Девон Devonian
D ₃	Верхний девон. Средний-верхний девон (D ₂₋₃) Upper Devonian. Middle-Upper Devonian (D ₂₋₃)
D ₂	Средний девон. Нижний-средний девон (D ₁₋₂) Middle Devonian. Lower-Middle Devonian (D ₁₋₂)
D ₁	Нижний девон Lower Devonian
S-D	Силур-девон. Силур и девон (S+D) Silurian-Devonian. Silurian and Devonian (S+D)
S	Силур. Верхний силур (S ₂) Silurian. Upper Silurian (S ₂)
O-D	Ордовик-девон. Кембрий-девон (C-D) Ordovician-Devonian. Cambrian-Devonian (C-D)
O-S	Ордовик-силур. Ордовик и силур (O+S) Ordovician-Silurian. Ordovician and Silurian (O+S)
O	Ордовик. Верхний ордовик (O ₃) Ordovician. Upper Ordovician (O ₃)
C-S	Кембрий-силур Cambrian-Silurian

C-O	Кембрий-ордовик. Венд-ордовик (V-O) Cambrian-Ordovician. Vendian-Ordovician (V-O)
C	Кембрий Cambrian
PC-PZ	Докембрий-палеозой. Верхний протерозой-палеозой (PR ₂ -PZ), верхний протерозой-нижний палеозой (PR ₂ -PZ ₁), верхний рифей-палеозой (R ₃ -PZ), верхний рифей-нижний палеозой (R ₃ -PZ ₁) Precambrian-Paleozoic. Upper Proterozoic-Paleozoic (PR ₂ -PZ), Upper Proterozoic-Lower Paleozoic (PR ₂ -PZ ₁), Upper Riphean-Paleozoic (R ₃ -PZ), Upper Riphean-Lower Paleozoic (R ₃ -PZ ₁)
R-C	Рифей-кембрий. Венд-кембрий (V-C), верхний протерозой-кембрий (PR ₂ -C) Riphean-Cambrian. Vendian-Cambrian (V-C), Upper Proterozoic-Cambrian (PR ₂ -C)
PC	Докембрий нерасчлененный Precambrian undivided
PR	Протерозой Proterozoic
PR ₂	Верхний протерозой (535±1 млн.лет – 1650±50 млн.лет) Upper Proterozoic (535±1 Ma – 1650±50 Ma)
V	Венд (535±1 млн.лет – 600±10 млн.лет). Верхний рифей-венд (R ₃ -V) Vendian (535±1 Ma – 600±10 Ma). Upper Riphean-Vendian (R ₃ -V)
R	Рифей (600±10 млн.лет – 1650±50 млн.лет) Riphean (600±10 Ma – 1650±50 Ma)
R ₃	Верхний рифей (600±10 млн.лет – 1030±30 млн.лет). Средний-верхний рифей (R ₂₋₃), средний и верхний рифей (R ₂₊₃) Upper Riphean (600±10 Ma – 1030±30 Ma). Middle-Upper Riphean (R ₂₋₃), Middle and Upper Riphean (R ₂₊₃)
R ₂	Средний рифей (1030±30 млн.лет – 1350±20 млн.лет). Нижний-средний рифей (R ₁₋₂) Middle Riphean (1030±30 Ma – 1350±20 Ma). Lower-Middle Riphean (R ₁₋₂)
R ₁	Нижний рифей (1350±20 млн.лет – 1650±50 млн.лет). Нижний протерозой-нижний рифей (PR ₁ -R ₁) Lower Riphean (1350±20 Ma – 1650±50 Ma). Lower Proterozoic-Lower Riphean (PR ₁ -R ₁)
PR ₁	Нижний протерозой (1650±50 млн.лет – 2500±50 млн.лет). Архей-нижний протерозой (AR-PR ₁), верхний архей-нижний протерозой (AR ₂ -PR ₁) Lower Proterozoic (1650±50 Ma – 2500±50 Ma). Archean-Lower Proterozoic (AR-PR ₁), Upper Archean-Lower Proterozoic (AR ₂ -PR ₁)
AR	Архей (более 2500±50 млн.лет) Archean (more than 2500±50 Ma)
AR ₂	Верхний архей (2500±50 млн.лет – 3150±50 млн.лет) Upper Archean (2500±50 Ma – 3150±50 Ma)
AR ₁	Нижний архей (более 3150±50 млн.лет) Lower Archean (more than 3150±50 Ma)

40° 50° 60° 70° 80° 90°

У С Л О В Н Ы Е О

Q	Четвертичная система Quaternary system	J	Юра Jurassic
N-Q	Неоген-четвертичная система. Плиоцен-четвертичная система (N ₂ -Q), палеоген-четвертичная система (P-Q) Neogene-Quaternary system. Pliocene-Quaternary system (N ₂ -Q), Paleogene-Quaternary system (P-Q)	J ₃	Верхняя юра. Средняя-верхняя юра (J ₂₋₃) Upper Jurassic. Middle-Upper Jurassic (J ₂₋₃)
N	Неоген Neogene	J ₂	Средняя юра. Нижняя-средняя юра (J ₁₋₂) Middle Jurassic. Lower-Middle Jurassic (J ₁₋₂)
N ₂	Плиоцен. Миоцен-плиоцен (N ₁₋₂) Pliocene. Miocene-Pliocene (N ₁₋₂)	J ₁	Нижняя юра Lower Jurassic
N ₁	Миоцен Miocene	T-J	Триас-юра. Верхний триас-нижняя юра (T ₃ -J ₁) Triassic-Jurassic. Upper Triassic-Lower Jurassic (T ₃ -J ₁)
P-N	Палеоген-неоген. Палеоген и неоген (P+N), олигоцен-миоцен (P ₃ -N ₁) Paleogene-Neogene. Paleogene and Neogene (P+N), Oligocene-Miocene (P ₃ -N ₁)	T	Триас Triassic
P	Палеоген Paleogene	T ₃	Верхний триас. Средний-верхний триас (T ₂₋₃) Upper Triassic. Middle-Upper Triassic (T ₂₋₃)
P ₃	Оligоцен. Эоцен-олигоцен (P ₂₋₃) Oligocene. Eocene-Oligocene (P ₂₋₃)	T ₂	Средний триас. Нижний-средний триас (T ₁₋₂) Middle Triassic. Lower-Middle Triassic (T ₁₋₂)
P ₂	Эоцен. Палеоцен-эоцен (P ₁₋₂) Eocene. Paleocene-Eocene (P ₁₋₂)	T ₁	Нижний триас Lower Triassic
P ₁	Палеоцен Paleocene	PZ-MZ	Палеозой-мезозой. Палеозой-нижний мезозой (PZ-MZ) Paleozoic-Mesozoic. Paleozoic-Lower Mesozoic (PZ-MZ)
K ₂ -N	Верхний мел-неоген. Верхний мел-миоцен (K ₂ -N ₁) Upper Cretaceous-Neogene. Upper Cretaceous-Miocene (K ₂ -N ₁)	PZ	Палеозой. Верхний палеозой (PZ ₂), нижний палеозой (PZ ₁) Paleozoic. Upper Paleozoic (PZ ₂), Lower Paleozoic (PZ ₁)
K-P	Мел-палеоген. Верхний мел-палеоген (K ₂ -P), верхний мел-палеоцен (K ₂ -P ₁) Cretaceous-Paleogene. Upper Cretaceous-Paleogene (K ₂ -P), Upper Cretaceous-Paleocene (K ₂ -P ₁)	P-J	Пермь-юра Permian-Jurassic
MZ	Мезозой Mesozoic	P-T	Пермь-триас Permian-Triassic
MZ ₁	Нижний мезозой Lower Mesozoic	P	Пермь Permian
K	Мел Cretaceous	P ₂	Верхняя пермь Upper Permian
K ₂	Верхний мел. Нижний-верхний мел (K ₁₋₂) Upper Cretaceous. Lower-Upper Cretaceous (K ₁₋₂)	P ₁	Нижняя пермь Lower Permian
K ₁	Нижний мел Lower Cretaceous	C-K	Карбон-мел Carboniferous-Cretaceous
J-K	Юра-мел. Верхняя юра-нижний мел (J ₃ -K ₁) Jurassic-Cretaceous. Upper Jurassic-Lower Cretaceous (J ₃ -K ₁)	C-J	Карбон-юра Carboniferous-Jurassic

*Геологические границы в пределах акваторий, скрытые под более молодыми отложениями. Совпадающие границы разновозрастных отложений индексируются через запятую; в этих случаях граница показывается цветом более древних отложений, а индексы - цветами соответствующих систем. Совпадение границ подразделений одной системы показывается чередованием бергштрихов, которые направлены в сторону распространения соответствующих отложений

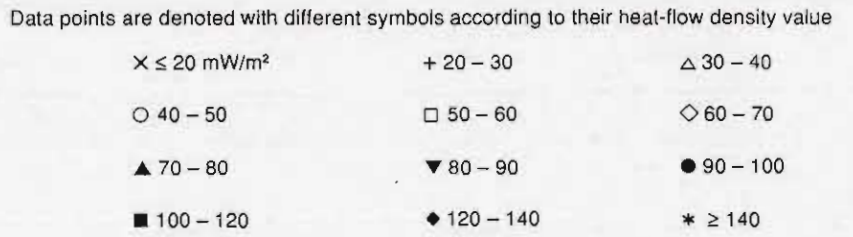
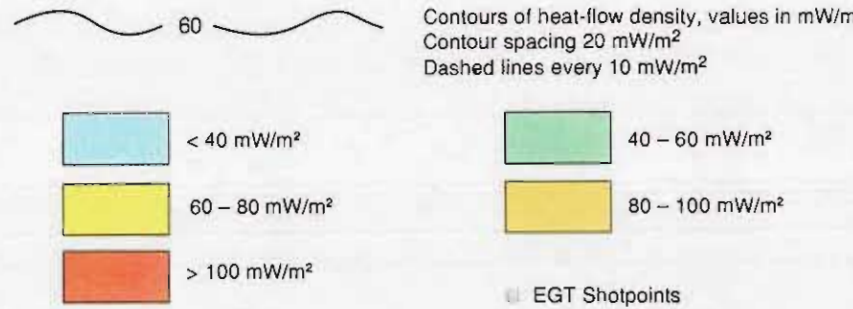
*Geological boundaries within water areas, covered under younger deposits. Coinciding boundaries of deposits of different age when indexed are separated by a comma; in those cases boundary is shown by the colour of older deposits, and indices - by the colours of corresponding system. The coincidence of boundaries of the parts of single system is shown by the orientation of berg striches, which are directed towards propagation of corresponding deposits



A CONTINENT REVEALED
The European Geotraverse



Atlas Map 13
HEAT-FLOW DENSITY



Compiled by
V. Čermák, B. Della Vedova,
F. Lucazeau, V. Pasquale, G. Pellis,
R. Schulz, and M. Verdoya

Copyright © 1992
by The European Science Foundation

Čermák, V., Balling, N., Della Vedova, B., Lucazeau, F.,
Pasquale, V., Pellis, G., Schulz, R. and Verdoya, M.
1992. Heat-flow density. In: D. Blundell, R. Freeman
and St. Mueller (eds), *A Continent Revealed: The
European Geotraverse*, Cambridge University Press

Contour plot: B. Della Vedova; compilation coordinator: V. Čermák

Scale: 1: 2.5 Million

Projection: Lambert conical conform with standard parallels 41° and 65° , origin at 10°E longitude
(central meridian), 50°N latitude, Hayford ellipsoid with an Earth radius of 6 378 388 m and a flattening of 1/297.0

