



ORKUSTOFNUN
Jarðhitadeild

Hjalti Franzson

SVARTSENGI

Jarðfræðilíkan af háhitakerfi og umhverfi þess

OS-90050/JHD-08
Reykjavík, desember 1990

Unnið fyrir
Hitaveitu Suðurnesja



ORKUSTOFNUN
Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Hjalti Franzson

SVARTSENGI

Jarðfræðilíkan af háhitakerfi og umhverfi þess

OS-90050/JHD-08
Reykjavík, desember 1990

Unnið fyrir
Hitaveitu Suðurnesja

ÁGRIP

Skýrslan greinir frá jarðfræðilíkani af háhitakerfi jarðhitasvæðisins við Svartsengi og umhverfis þess. Líkanið byggir á túlkun gagna úr borholujarðfræði en styðst auk þess við borholumælingar, yfirborðsjarðfræði, viðnámsmælingar og fleiri gögn. Upphleðslueiningar í berggrunninum eru hraunlagasyrpur aðskildar af móbergsmýndunum. Misgengi skv. borholujarðfræði liggja annars vegar NA-SV og hins vegar NNV-SSA. Innskot fleyga berglagastaflann neðan 800 m. Þau ná allt að 90% þéttleika og eru talin liggja að hluta til lárétt í berglagastaflanum, sérstaklega á 1100-1300 m dýpi. Ummyndun bendir til að jarðhitakerfið sé u.þ.b. í jafnvægi við mældan hita, þó heldur í lægri kantinum. Vökvainnlyksur í útfellingum sýna að jarðhitakerfið hefur kólnað um 10°C á um 800 m dýpi og um 50°C á um 1300 m dýpi. Bræðslumark vökvainnlyksanna bendir til að háhitakerfið hafi í upphafi verið nær ósalt en seltan aukist með tíma. Hár ferskvatnshluti vökvans á eldra tímaskeiði jarðhitakerfisins bendir til tengsla við jökulskeið ísaldar.

Efri mörk ummyndunar í berggrunninum og lögun lágviðnámsvæða á 400 m og 600 m dýpi benda til að NNV-SSA brotafletir séu öflugar uppstreymisrásir í jarðhitakerfinu. Auknar útfellingar og fjöldi innskota valda því að poruhluti er mun lægri (um 10%) innan háhitakerfisins en utan (um 18%). Vatnsæðar innan jarðhitakerfisins liggja flestar eftir sprunguflötum misgengja (NNV-SSA og NA-SV) og eftir jöðrum innskota. Stærstu innskotin, á 1000-1300 m dýpi, eru talin liggja nær lárétt og æðanetið við jaðra þeirra gefur góða tengingu innan háhitakerfisins. Sprungur á yfirborði sýna ríkjandi NA-SV stefnu en einnig kemur fram N-S og NNV-SSA stefna. Virkur jarðhiti á yfirborði er hverfandi. Fornar jarðhitaskellur benda til að yfirborðsvirknin hafi tengst sprungum en sé dvínandi. Lekt í grunnvatnskerfi utan háhitakerfa ræðst að miklu leyti af opnum sprungum og lekum jarðlagamótum. Líkur eru á að opnar sprungur nái ekki niður fyrir og/eða lokist neðan 300-400 m dýpis. Lekt eftir jarðlagaskilum minnkar einnig mikið vegna fergingar og samþjöppunar.

EFNISYFIRLIT

ÁGRIP	2
1. INNGANGUR	5
2. BORHOLUJARÐFRÆÐI	6
2.1 Upphleðslueiningar	6
2.2 Misgengi	6
2.3 Innskot	9
2.4 Ummyndun	10
2.4.1 Ummyndunarbelti	10
2.4.2 Efri mörk steinda	10
2.4.3 Hitadreifing ofan jarðhitageymis	10
2.4.4 Albít ummyndun	11
2.4.5 Porufyllingar	11
2.5 Vatnsæðar	18
2.6 Poruhluti	22
2.7 Vökvainnlyksur	23
3. ÖNNUR GÖGN	26
3.1 Jarðmyndanir á yfirborði	26
3.2 Brotahreyfingar	26
3.3 Ummyndun á yfirborði	26
3.4 Upprunalegt suðusvæði	27
3.5 Viðnámsmælingar	27
4. UMRÆÐA	33
4.1 Jarðfræðilegt yfirlit	33
4.2 Þróun jarðhitageymisins	34
4.3 Einkenni jarðhitakerfisins	35
4.4 Umhverfi jarðhitakerfisins	36
5. HELZTU NIÐURSTÖÐUR	38
HEIMILDASKRÁ	39
ENGLISH SUMMARY	41
HEIMILDIR	39

TÖFLUR

1. Meðaltal poruhluta í íslensku bergi	23
2. Samanburður á megineldstöð og Svartsengi	34

MYNDASKRÁ

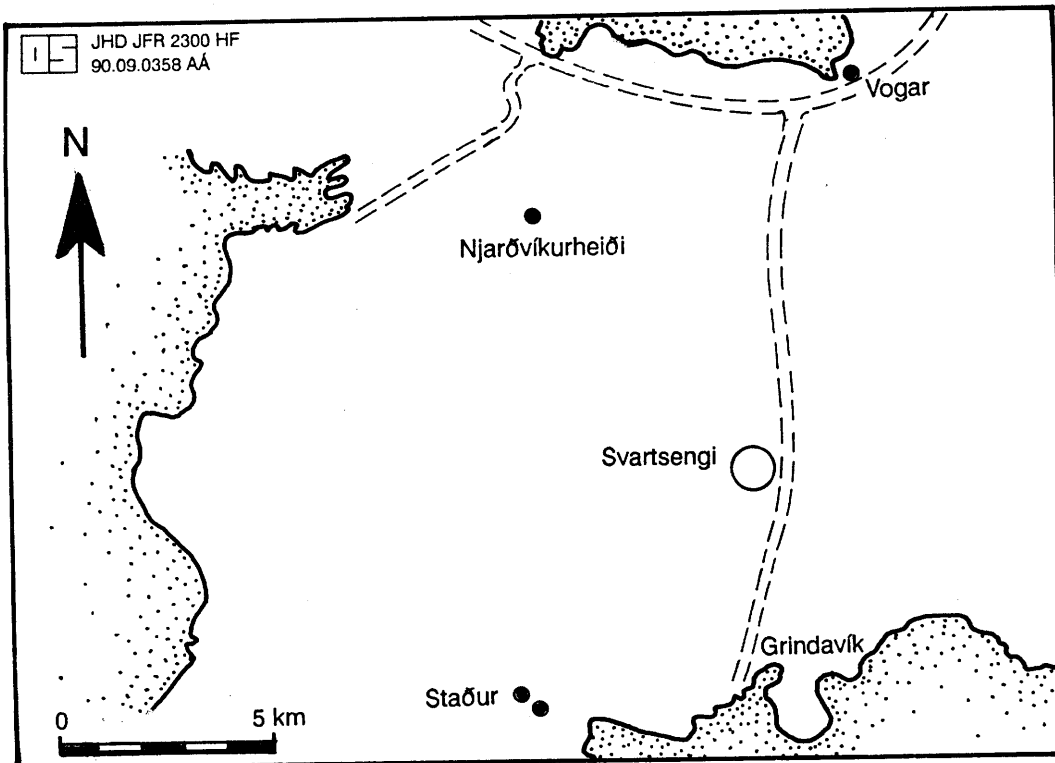
Mynd 1	Borsvæði á vestanverðu Reykjanesi sem rannsóknirnar ná til	5
Mynd 2	Borsvæðið í Svartsengi, hulin misgengi og lega þversniðs	6
Mynd 3	Þversnið af upphleðslueiningum í Svartsengi	7
Mynd 4	Innskot í berggrunni samkvæmt borholurannsóknum	8
Mynd 5	Hlutfall innskota yfir hvert 100 m dýptarbil í borholum	9
Mynd 6	Þversnið ummyndunarbelta í Svartsengi. Þversniðslína sýnd á mynd 2	12
Mynd 7	Helstu einkenni ummyndunar í borholum á Stað	12
Mynd 8	N-S þversnið (a) ummyndunar og (b) hita frá Stað yfir að Svartsengi, Njarðvíkurheiði og að Vogum	13
Mynd 9	a) Dýptarlínur á blandleir, b) Dýptarlínur á pýrít	14
Mynd 10	a) Hiti á 150 m dýpi. b) Hiti á 250 m dýpi. c) Hiti á 350 m dýpi. d) Hiti á 400 m dýpi.	15
Mynd 11	Ummyndunarbelti og efri mörk á albítummyndun plagíóklass	16
Mynd 12	Fylling holrýmis í bergi innan Svartsengis og við Stað	17
Mynd 13	Dreifing og stærð vatnsæða í einstökum holum í Svartsengi	19
Mynd 14	Meðalfjöldi og stærð vatnsæða yfir hvert 200 m dýptarbil	20
Mynd 15	Tengsl vatnsæða og jarðfræði	20
Mynd 16	Hliðrun borhola í Svartsengi frá lóðréttu	21
Mynd 17	Áætlaður poruhluti bergs í Svartsengi og við Stað	22
Mynd 18	Mælingar á hita (Th) í vökvainnlyksum í holu SG-12	24
Mynd 19	Mælingar á bræðslumarki (Tm) í vökvainnlyksum í holu SG-12	25
Mynd 20	Einfaldað jarðfræðikort af Svartsengi og nágrenni	28
Mynd 21	Sprungumælingar á yfirborði (skyggð svæði) og sprungurósir	29
Mynd 22	Dreifing ummyndunar á yfirborði	30
Mynd 23	Upprunalegt suðusvæði í jarðhitageyminum	31
Mynd 24	Útlínur 4 ohmm lágviðnámssvæða á 200 m, 400 m og 600 m dýpi neðan sjávarmáls.	32
Mynd 25	Sprungusveimar, smáskjálftabelti og háhitasvæði á Reykjanesi og hugsanleg þróun sprungna ofan smáskjálftabeltisins	33

1. INNGANGUR

Skýrsla þessi er unnin fyrir Hitaveitu Suðurnesja og fjallar um jarðfræði háhitakerfis Svartsengis og umhverfis þess. Hún var unnin samstíga forðafræðiúttekt verkfræðistofunnar Vatnaskila og hefur þann megintilgang að skýra jarðfræðilega innviði jarðhitakerfisins. Þau gögn sem hér er fjallað um eru hluti af frumforsendum reiknilíkans Vatnaskila.

Söfnun og rannsókn gagna úr borholum í Svartsengi nær yfir langt tímabil, eða frá því að fyrstu holurnar voru boraðar og til borunar holu 12 (Stefán Arnórsson o.fl. 1975; Jorge Flores 1980; Hjalti Franzson 1983a; Hjalti Franzson 1983b). Auk Svartsengisgagna voru athuguð jarðfræðileg gögn úr öðrum holum á vestanverðu Reykjanesi, svo sem á Stað vestan Grindavíkur, á Njarðvíkurheiði og við Vogar. Mynd 1 sýnir staðsetningu svæðanna. Í þessari samantekt hefur öflun nýrra frumgagna verið í lágmarki en þess í stað hefur verið reynt að samræma og sigta úr fyrirleggjandi vitneskju. Tvenns lags yfirborðsrannsóknir hafa verið gerðar á vestanverðu Reykjanesi; annars vegar viðnámsmælingar (Lúðvík S. Georgsson 1979; Lúðvík S. Georgsson og Helga Tuliníus 1983; Lúðvík Georgsson 1984) og hins vegar jarðfræðikortlagning (t.d. Jón Jónsson 1978; Freysteinn Sigurðsson 1985, 1986). Kortlagning á sprungum, ummyndun og jarðfræði innan og í nágrenni við Svartsengi hefur þó verið betrumbætt.

Þótt meginmarkmið þessarar vinnu hafi verið að leggja til forsendur fyrir áður nefnt reiknilíkan, þá gefa gögnin mun víðari túlkunarmöguleika um eðli jarðhitakerfisins. Skýrslan skiptist í eftirfarandi hluta: Í öðrum kafla eru tekin fyrir borholugögn og gerð grein fyrir jarðlagagerð, misgengjum, ummyndun, poruhluta og lekt í berggrunninum, bæði innan Svartsengis og í næsta nágrenni. Í þriðja kaflanum er fjallað um yfirborðsummerki svo sem ummyndun, sprungur og túlkun á viðnámsmælingum. Í fjórða kafla er hugað að samtúlkun gagnanna og í þeim fimmta eru helstu niðurstöður settar fram.



Mynd 1. Borsvæði á vestanverðu Reykjanesi sem rannsóknirnar ná til

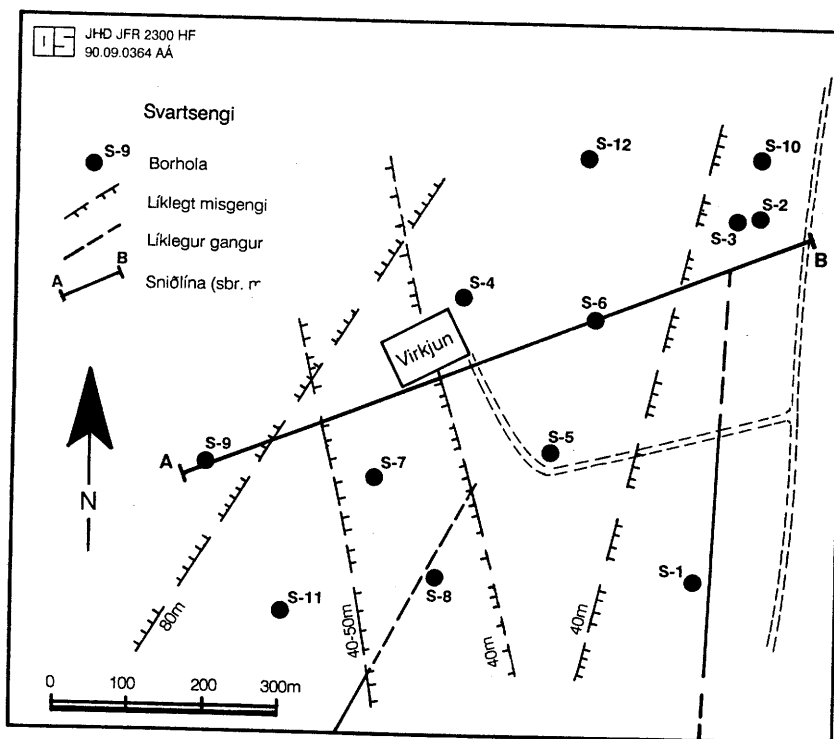
2. BORHOLUJARÐFRÆÐI

2.1 Upphleðslueiningar

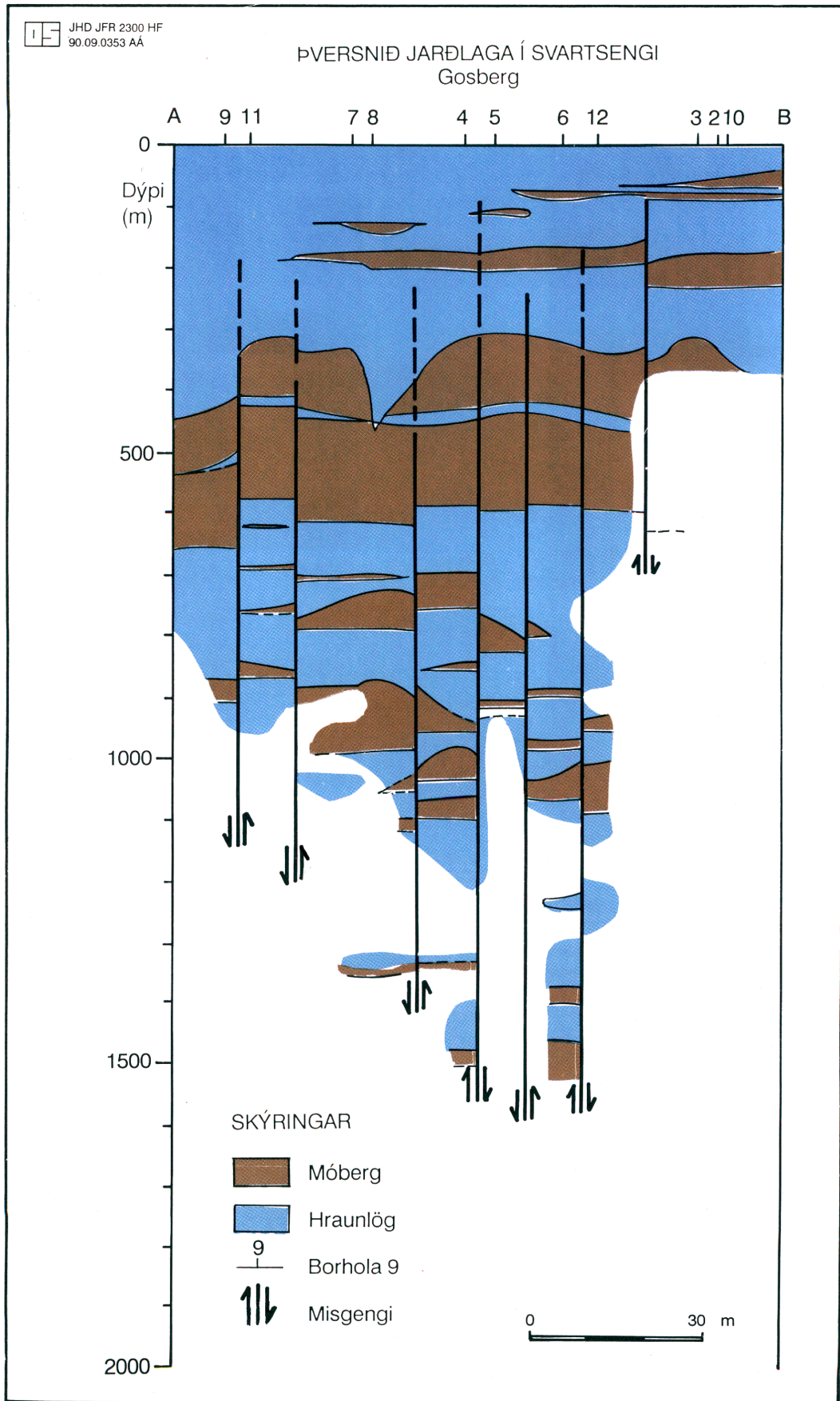
Upphleðsla goseininga innan gosbelta landsins einkennist af hraunlögum sem runnið hafa á hlýskeiðum og móbergsmyndunum sem hlaðist hafa í hrauka undir íshellu jökulskeiða. Mynd 2 sýnir staðsetningu borhola í Svartsengi og legu þversniðs, en á mynd 3 er þversnið af upphleðslueiningum í berggrunni Svartsengis. Einingarnar eru vel kortlagðar í efstu 1100 m, en óljósari þar fyrir neðan vegna aukins hlutfalls innskota og skoltapa. Sex þykkar móbergseiningar (jökulskeið) koma fyrir niður á 1100 m dýpi, aðskildar af hraunlögum (hlýskeiðum). Talið er að jökulskeið verði á um 100.000 ára fresti, og á þeim grundvelli er sennilegt að aldur berggrunnins á 1100 m dýpi sé um 0,6 milljón ár. Innskotin sem troðast inn í þennan berglagastafla eru yngri. Athygli er vakin á að „þakberg“ jarðhitageymisins eru þykku móbergseiningarnar á 300-600 m dýpi.

2.2 Misgengi

Í þessari samantekt hafa eldri gögn um misgengi í berggrunni (Hjalti Franzson 1983b) verið endurskoðuð. Á þversniðinu á mynd 3 eru sýnd helstu misgengin. Austasta misgengið, milli hola 12 og 3, er það einasta sem sannanlega sker móbergseininguna á 200 m dýpi. Misgengin austan hola 4 hliðra þykku móbergsmynduninni á 300-600 m dýpi um tugi metra, en misgengin milli hola 4 og 12 hagma sama móbergi lítið. Á mynd 2 er sýnd stefna helstu misgengianna sem skera áður nefnda móbergsmyndun. Myndin sýnir að um 40-50 m djúp sigdæld með NNV-SSA-stefnu liggur um svæðið og eru holur 7 og 8 innan hennar (a.m.k. ofan við 700 m dýpi). Tvö önnur áberandi NA-SV misgengi eru innan svæðisins. Það vestara hefur um 70-80 m sig til vesturs en það austara, sem hugsanlega er framhald vestara misgengisins í Þorbjarnarfelli, hefur um 30-40 m fall austanmegin.



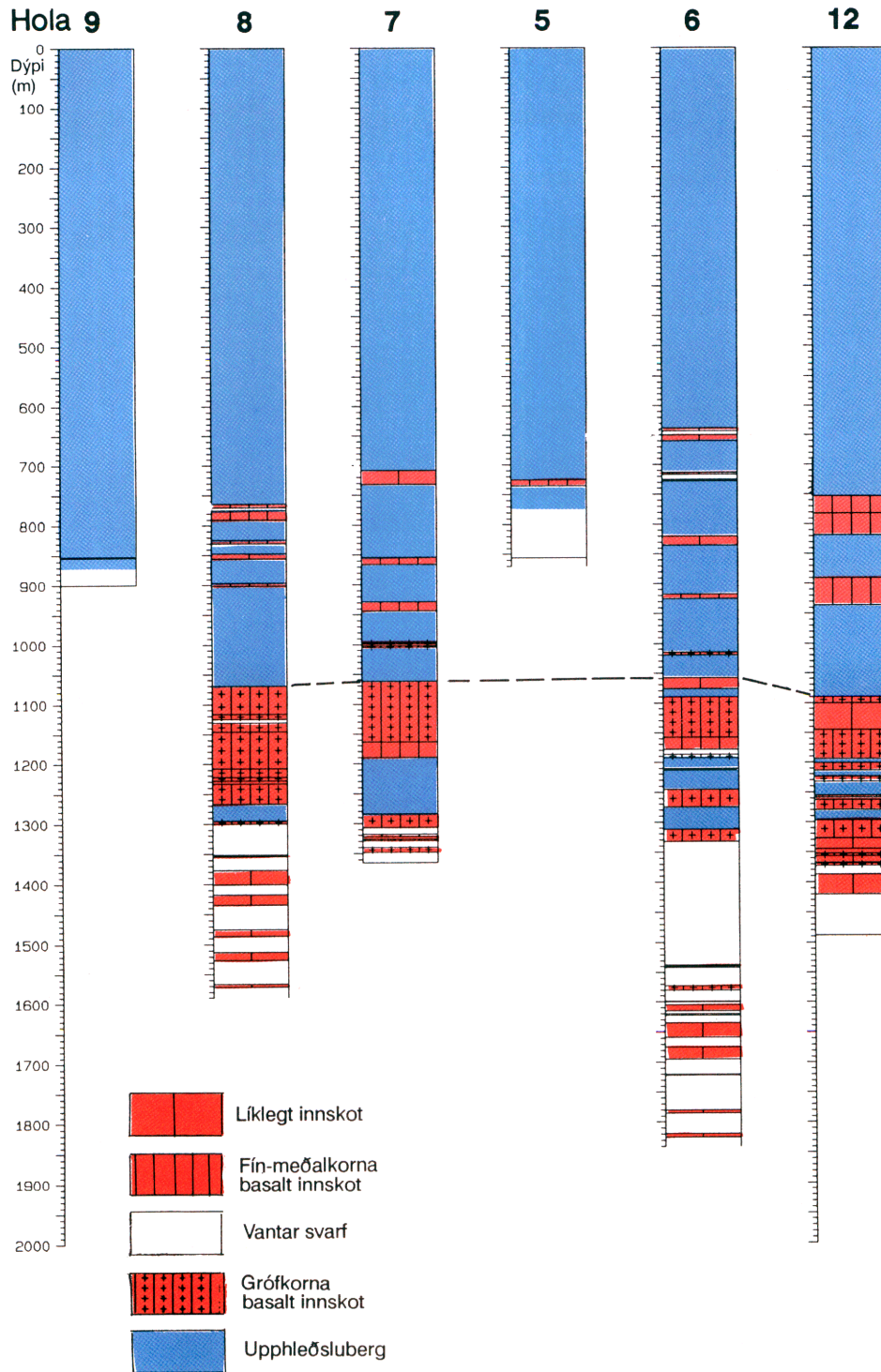
Mynd 2. Borsvæðið í Svartsengi, hulin misgengi, gosgangar og lega þversniðs



Mynd 3. Þversnið af upphleðslueiningum í Svartsengi

JHD JFR 2300 HF
90.09.0359 AA

SVARTSENGI Innskot í berggrunni

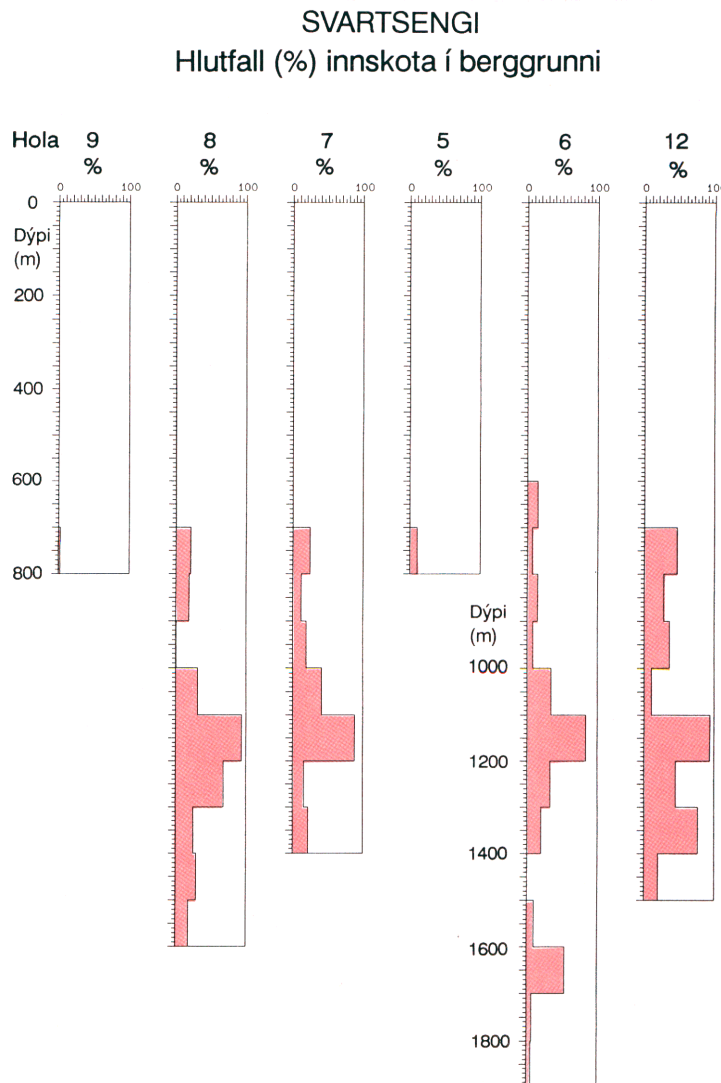


Mynd 4. Innskot í berggrunni samkvæmt borholurannsóknum

2.3 Innskot

Innskot eru bráðin kvika sem storknað hefur neðanjarðar. Þau eru þýðingarmikill þáttur í jarðhitakerfum þar sem lekt er oft tiltölulega mikil við jaðra þeirra. Þess vegna hafa borholurannsóknir á síðari árum beinst í æ ríkara mæli að því að kanna dreifingu innskota. Innskot hafa verið metin í öllum holum í Svartsengi en nákvæmast þó í holum 7, 8, 9 og 12 (mynd 4). Öll eru þau af basaltkyni nema eitt sem greint hefur verið sem basaltandesít. Er það eina dæmið um ísúrt berg á öllu Reykjanesi vestan Hengils. Innskotin eru fín-, meðal- og grófkorna. Þau aðgreinast frá goseiningunum sem þau troðast inn í af meiri þéttleika og heldur minni ummyndun. Mynd 5 sýnir innskotahlutfallið í holunum. Í þeim flestum verður fyrst vart við innskot á 700-800 m dýpi. Hlutfall þeirra er yfirleitt innan við 50% niður á 1100 m dýpi. Á um 1100-1300 m dýpi er hlutfall innskota langhæst, um og yfir 90%. Neðan þess dýpis eru gögn um innskot af fremur skornum skammti vegna lélegrar svarfheimtu. Ef tekið er mið af borholumælingum er sennilegt að hlutfall innskota sé talsvert innan við 50%. Innskotsbergið á 1100-1300 m dýptarbili er grófkorna (dólerít), en óvenju ummynduð af innskotum að vera, og auðsætt að öflugt jarðhitaflæði hefur fylgt þeim. Innskotin á 1000-1300 m dýpi liggja nær lárétt í berggrunninum. Eins og getið er um í kafla 2.5 þá eru vatnsæðar algengar við jaðra innskota, m.a. á þessu dýptarbili. Það bendir til að á því dýptarbili tengist vatnsæðar á milli hola.

Í tveimur rúmlega 1000 m borholum við Stað verður ekki vart við innskot.



Mynd 5. Hlutfall innskota yfir hvert 100 m dýptarbil í borholum

2.4 Ummyndun

Margs konar ummyndunargögnum hefur verið safnað úr borholum bæði innan Svartsengis og utan. Í þessum kafla verður aðeins fjallað um þann hluta gagnanna sem sagt geta til um breytilegan hita, lekt og poruhluta í jarðhitakerfinu og umhverfi þess.

2.4.1 Ummyndunarbelti

Ummyndun hefur mikið verið notuð til að meta hita (núverandi eða fyrrverandi) í berggrunni. Þversnið ummyndunarbelta í Svartsengi er sýnt á mynd 6. Efri mörk blandleirsbeltisins (um 200°C) hefst á um 400 m dýpi á svæði dýpri holanna en teygir sig upp á 200 m dýpi í holu 10. Efri mörk klórít-epidótbeltilisins, sem bendir til um 240-250°C hita, liggur á um 600 m dýpi. Talið hefur verið að ummyndunarbeltin í Svartsengi væru nokkuð góður mælikvarði á núverandi hita í jarðhitakerfinu, þó heldur sé hitinn í neðri kantinum. Nánar verður fjallað um ummyndunarhitann í kaflanum um vökvainlyksur.

Ummyndun utan jarðhitakerfisins má t.d. sjá í holum sem boraðar hafa verið við Stað suðvestan við Svartsengi. Mynd 7 sýnir ummyndunarbelti og helstu einkenni ummyndunarinnar í holum 1 og 3 við Stað. Nánast enginn vottur um útfellingar finnst í efstu 400 m jarðlagastaflans. Þar fyrir neðan tekur við smektít-zeólítabelti. Á um 1050 m dýpi er líklegt að sé komið mjög nærri blandleirsbeltinu sem gefur til kynna um 200°C hita.

Mynd 8a sýnir N-S þversnið af helstu þáttum ummyndunar yfir Reykjanes milli Staðar og Voga á Vatnsleysuströnd (sbr. mynd 1). Á henni sést hve ummyndunin nær hátt í berggrunninum í Svartsengi en snarlækkar beggja vegna við. Þversnið byggt á mældum hita í borholum (mynd 8b) sýnir mjög svipaða mynd. Utan Svartsengis er berghiti lægri en 30°C ofan 300-400 m dýpis og er engar útfellingar að finna við þær aðstæður. Við Stað finnst laumontít og mordenít við um 100°C hita.

2.4.2 Efri mörk steinda

Það hefur gefið góða raun að varpa dýptarkorti steinda upp á yfirborð því að slík vörpun gefur til kynna lögun jarðhitageymisins og þar með hvort sú lögun bendir hugsanlega til sprunguleiðni eða einhvers annars. Á myndum 9a og b er slík vörpun sýnd af blandlagsleir og pýrít. Báðar steindirnar sýna tvö svæði þar sem grynnt er á steindunum; annars vegar við holu 10 og hins vegar við holur 4, 5, 7 og 8 fyrir pýrít og við holu 8 fyrir blandleir. Dýpra er á steindirnar í holum 6 og 12. Dýptarkort beggja steindanna, sérstaklega pýríts, sýna nokkuð áberandi ílanga lögun eystra svæðisins í NNV-SSA og er grynnt á steindunum milli hola 7 og 8 annars vegar og hola 5 og 6 hins vegar. Bandleirinn nær grynnt í suðri sem hugsanlega bendir til flæðis úr SSA og að enn grynna sé á jarðhitakerfið sunnan borsvæðisins.

2.4.3 Hitadreifing ofan jarðhitageymis

Samanburður ummyndunar og hita gefur til kynna hvort jafnvægi ríki í jarðhitakerfi. Talið hefur verið að svo sé í megindrátum í Svartsengi (Hjalti Franzson 1983b). Samanburður á lögun hitadreifingar ofan 400 m dýpis og ummyndunar bendir til að sama flæðismynstur komi við sögu, þ.e. uppstreymi við grunnu holurnar í norðaustur hluta svæðisins og uppstreymi eftir NNV-SSA sprungustefnu á miðju vinnslusvæðinu (myndir 10a-d). Samanburður á hita og efri mörkum blandleirs bendir til að kólnun hafi átt sér stað, t.d. mælast aðeins 100°C í holu 8 við efri mörk blandleirsins en ættu skv. ummyndun að vera í námunda við 200°C. Munur á ummyndunarhita og mældum hita minnkar skjótt niður á við og er óverulegur á um 600 m dýpi þar sem efri mörk epidóts liggja (ummyndun ca. 230-250°C en mældur hiti um 235°C). Þótt kólnunar hafi orðið vart, þá er ljóst að lögun jarðhitakerfisins er svipuð með tilliti til ummynd-

unar og hita, þ.e. að lekaleiðir í berginu eru þær sömu í báðum tilvikum.

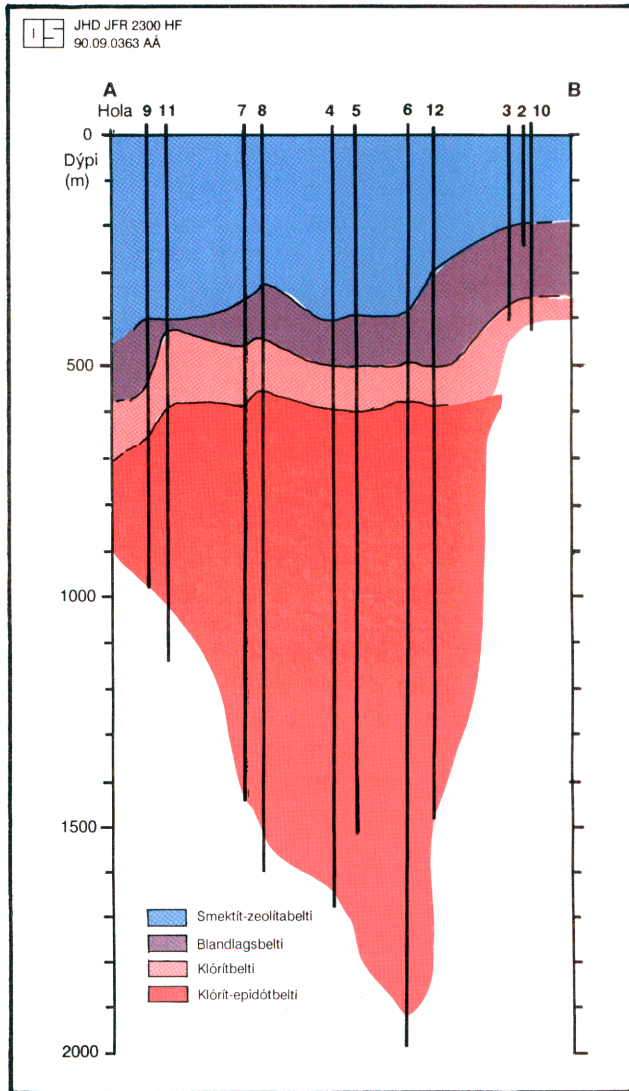
2.4.4 Albít ummyndun

Breytileg ummyndun bergs gefur m.a. til kynna breytingar í poruhlutfalli og/eða lekt. Aukin bergumyndun er víða mjög augljós þar sem vatnsæðar eru í jarðhitageyminum. Plagióklas, sem er ein af meginfrumsteindum íslensks bergs, tekur að ummyndast þegar komið er yfir 200°C. Ummyndunin virðist þó að sumu leyti háð lekt bergsins, eins og áður sagði. Á mynd 11 eru efri dýptarmörkin sýnd þar sem plagióklas tekur að brotna niður í albít. Upphaf ummyndunar er áberandi grynnt á tveimur stöðum; annars vegar í holum 7 og 8 og hins vegar nærri botni holu 10. Samanburður á ummyndunarbeltum og albítmynduninni bendir til að það síðarnefnda sé ekki eingöngu háð hita heldur getur lekt bergsins haft áhrif, t.d. er áberandi meiri lekt í jarðhitageyminum ofan 800 m í holum 7 og 8 heldur en í holunum umhverfis. Ummyndunin er talin tengjast jarðhitasprungum sem holur 7 og 8 skera á 6-800 m dýptarbili. Ummyndun plagióklas neðst í holu 10 tengist að öllum líkindum vel leiðandi jarðhitasprungu sem grunnu holurnar taka sinn jarðhitavökva úr. Þar sýna ummyndunarbeltin aftur á móti að hluta til samsvarandi grynunkun og ummyndunarmörk plagióklas.

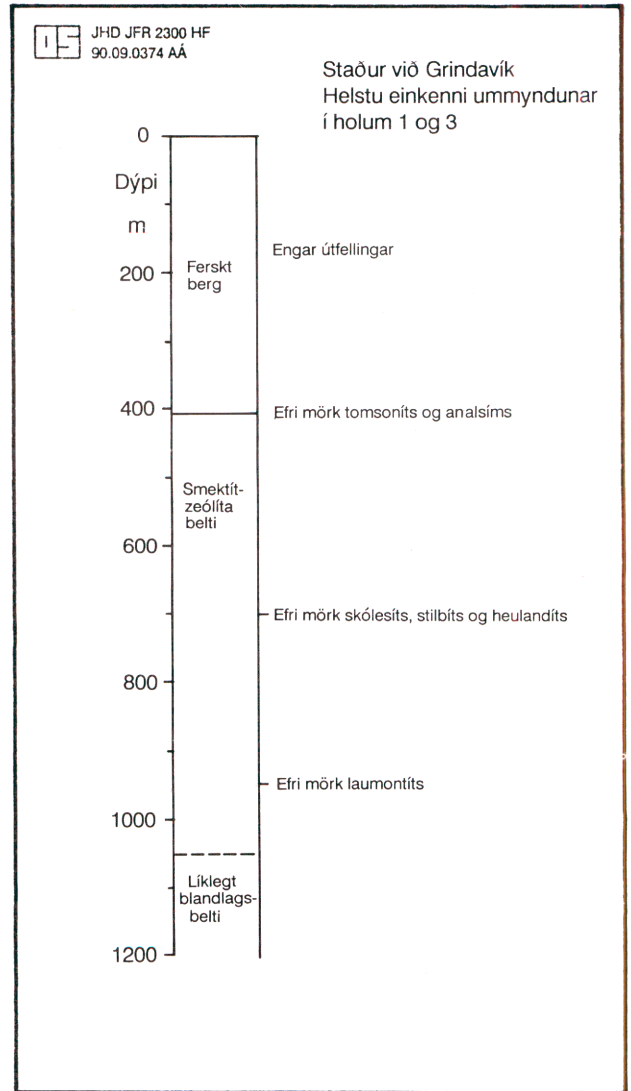
2.4.5 Porufyllingar

Poruhluti (groppa) bergs er mikilvæg stærð í forðafraeðilíkani af Svartsengiskerfinu, bæði innan og utan kerfisins. Einn þáttur í mati á poruhluta er athugun á rýrnun holrýmis af völdum holufyllinga. Í A-V þversniði af Svartsengi (mynd 12) sést að á svæði dýpri holanna er holrými yfirleitt tómt eða með þunnri skán niður á 250-300 m nema við þunnu móbergslögin þar sem holrýmið er að hluta til fyllt. Þaðan og niður á 350-400 m er holrými hálfyllt, en þar fyrir neðan eru porur venjulega fylltar.

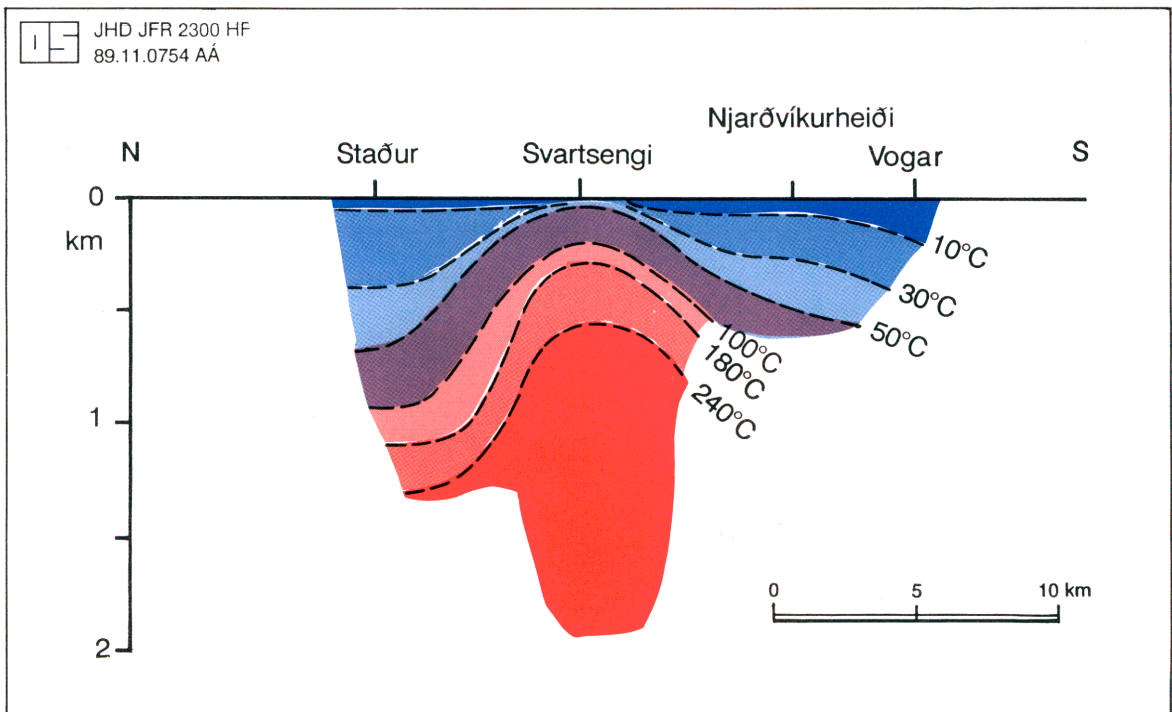
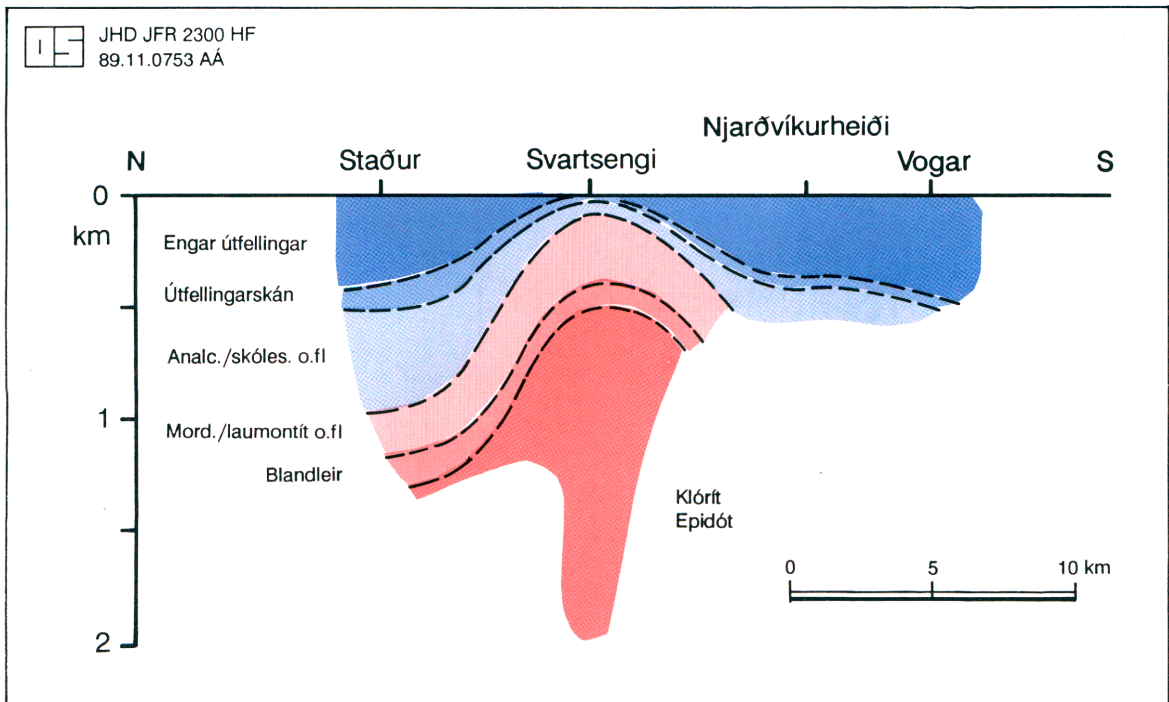
Berggrunnurinn sem holurnar við Stað skera er talinn komast næst því sem vænta má utan Svartsengiskerfisins. Mynd 12 sýnir að holrými er algerlega ófyllt ofan 400 m dýpis, skán í blöðrum niður á um 600 m, og hálfylltar eins langt og séð verður, þ.e. niður á um 1100 m dýpi. Líklegt er talið að porur séu að mestu fylltar þar fyrir neðan. Könnun á fyllingu holrýmis í holum á Njarðvíkurheiði og við Voga á Vatnsleysuströnd sýnir ámóta niðurstöður.



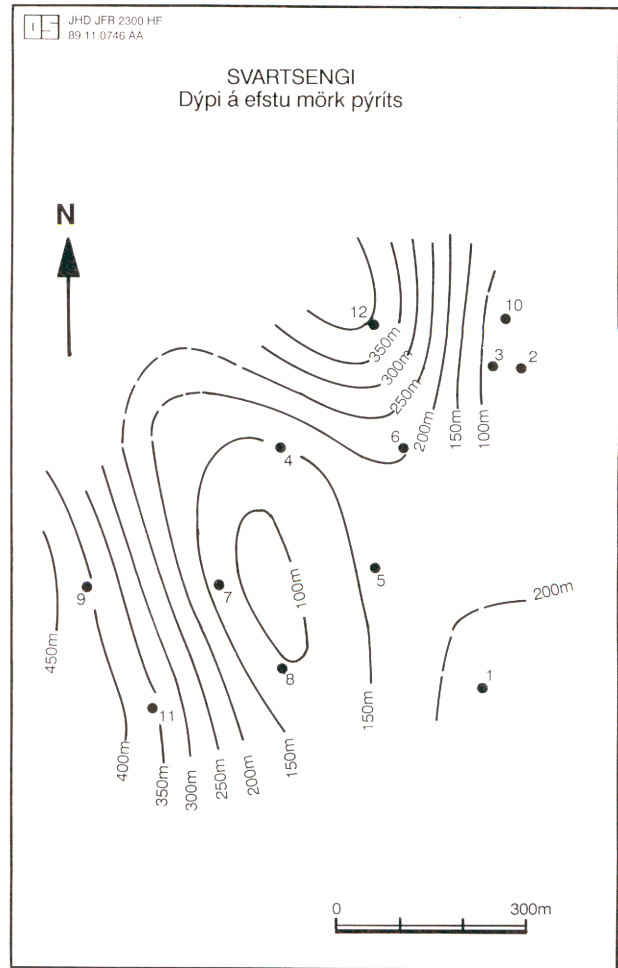
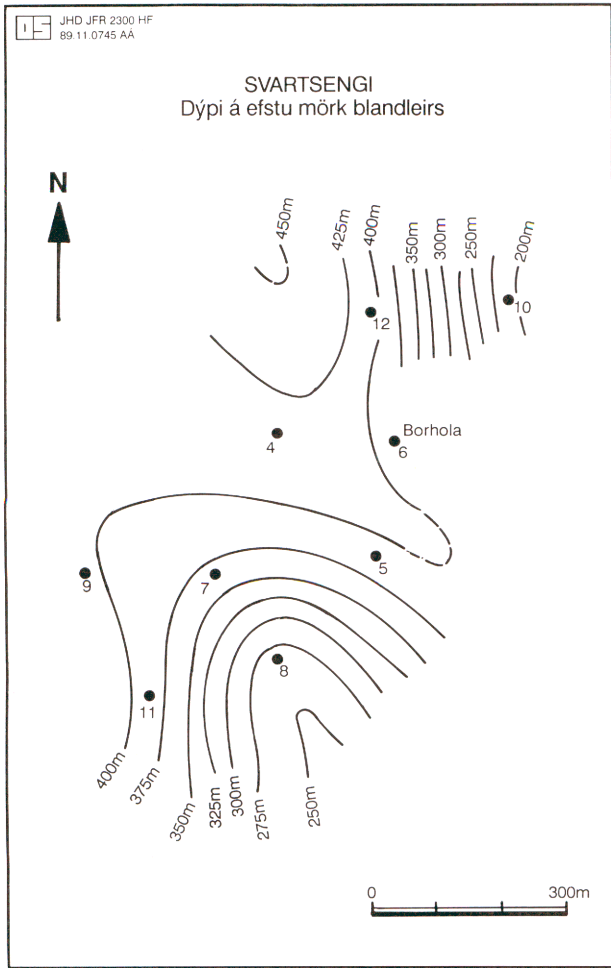
Mynd 6. Þversnið ummyndunarbelta í Svartsengi. Þversniðslína sýnd á mynd 2



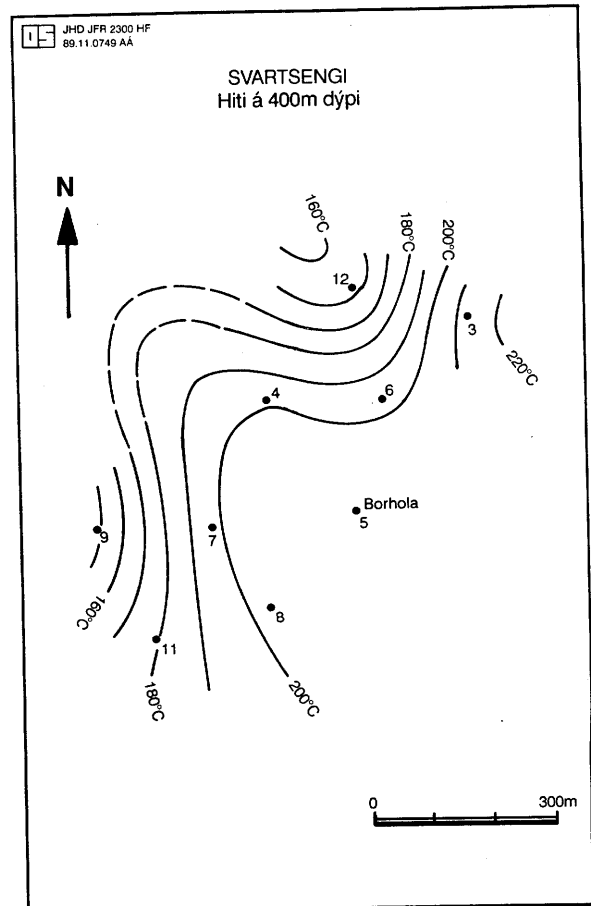
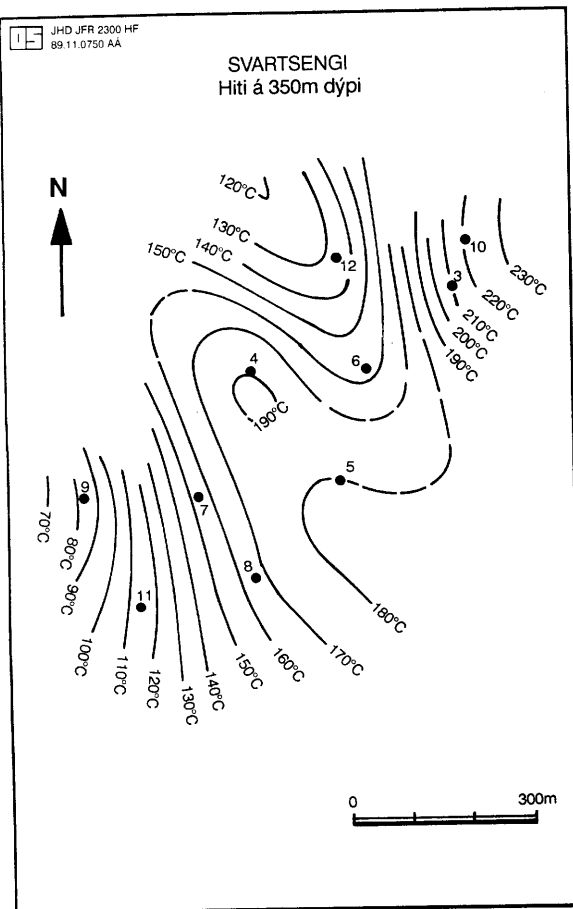
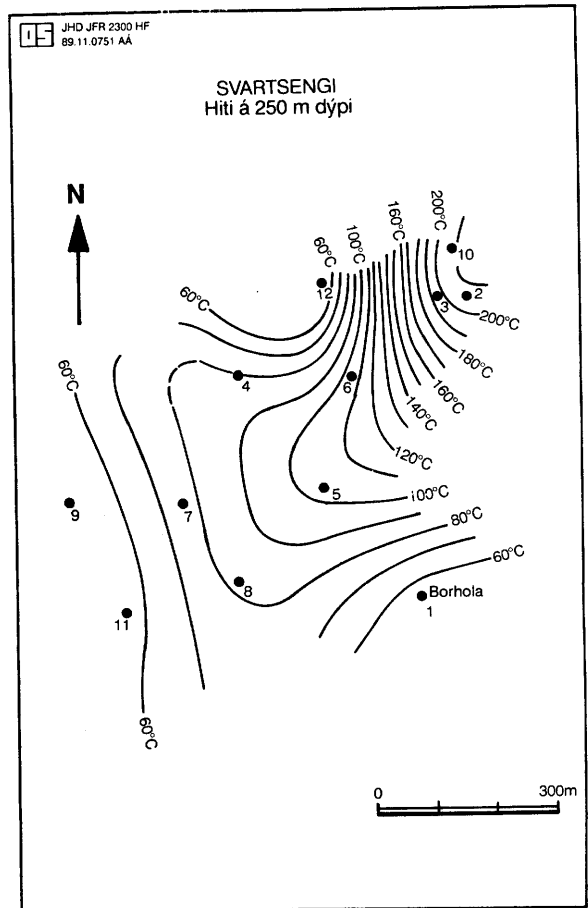
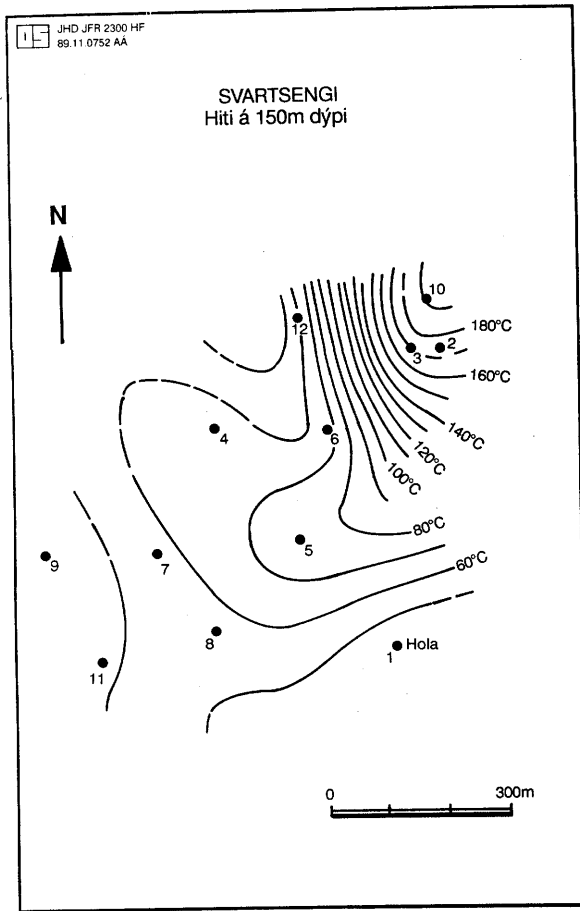
Mynd 7. Helstu einkenni ummyndunar í borholum á Stað



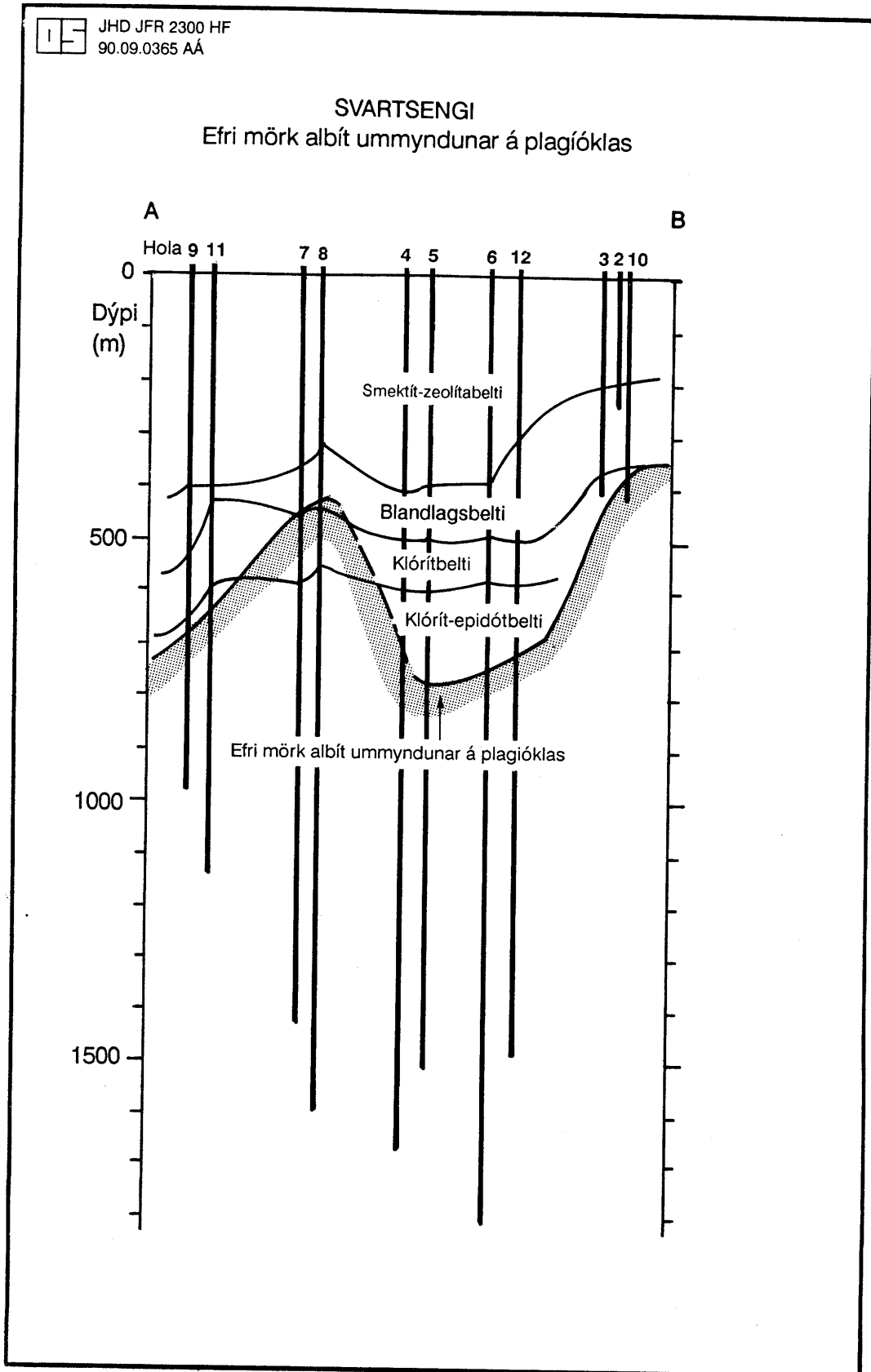
Mynd 8. N-S þversnið (a) ummyndunar og (b) hita frá Stað yfir að Svartsengi, Njarðvíkurheiði og að Vogum



Mynd 9. a) Dýptarlínur á blandleir, b) Dýptarlínur á pýrít



Mynd 10. a) Hiti á 150 m dýpi, b) Hiti á 250 m dýpi, c) Hiti á 350 m dýpi, d) Hiti á 400 m dýpi

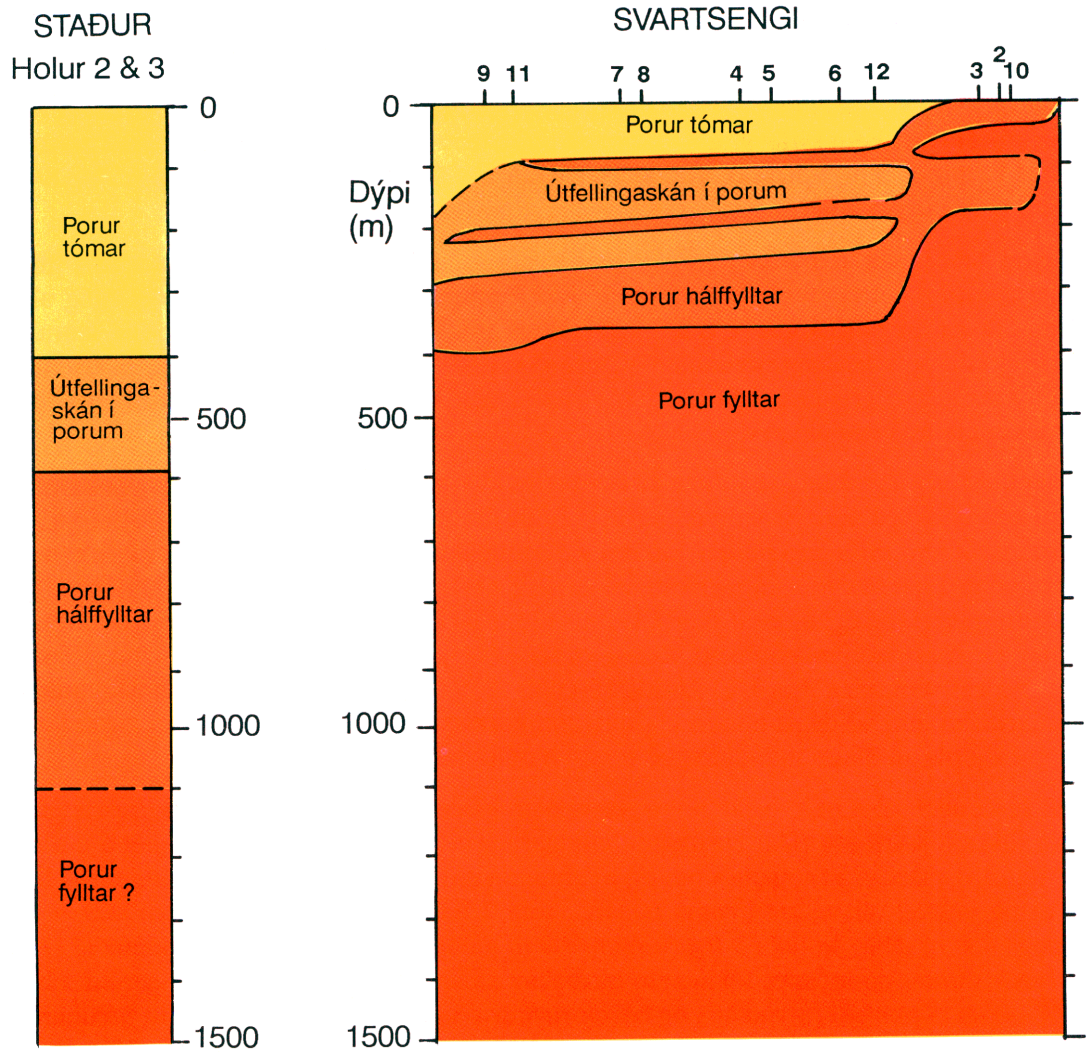


Mynd 11. Ummyndunarbelti og efri mörk á albít ummyndun á plagióklas



JHD JFR 2300 HF
90.09.0354 AÁ

Útfellingar í berggrunni



Mynd 12. Fylling holrýmís í bergi innan Svartsengis og við Stað

2.5 Vatnsæðar

Vatnsæðar í borholum hafa verið metnar á grundvelli skoltapa í borun, hitamælinga (í borun, upphitun og blæstri), ummyndunar og fleiri atriða. Gagnasafnið er misýtarlegt fyrir hverja holu eins og áður er getið, og í fæstum tilvikum eru handbærar upplýsingar um vatnsæðar í efstu 60 m holanna (höggborsholur). Æðum er skipt í þrjá afstæða stærðarhópa samkvæmt mati á áðurnefndum gögnum, þ.e. litlar-, meðal- og stórar æðar. Í sumum tilfella er æðanet nokkuð samfelld yfir ákveðin dýptarbil í holum og er hvert þeirra talið til einnar æðar.

Á mynd 13 er sýnd dreifing og stærð vatnsæða í öllum holunum, bæði ofan og neðan við enda vinnslufóðringar. Hún sýnir glögglega að dreifing æða er mjög breytileg frá einni holu til annarrar. Í holum 4, 5 og 6 eru t.d. fremur fáar æðar á 300-1100 m dýpi, en í holum 7 og 8 margar æðar á þessu dýptarbili.

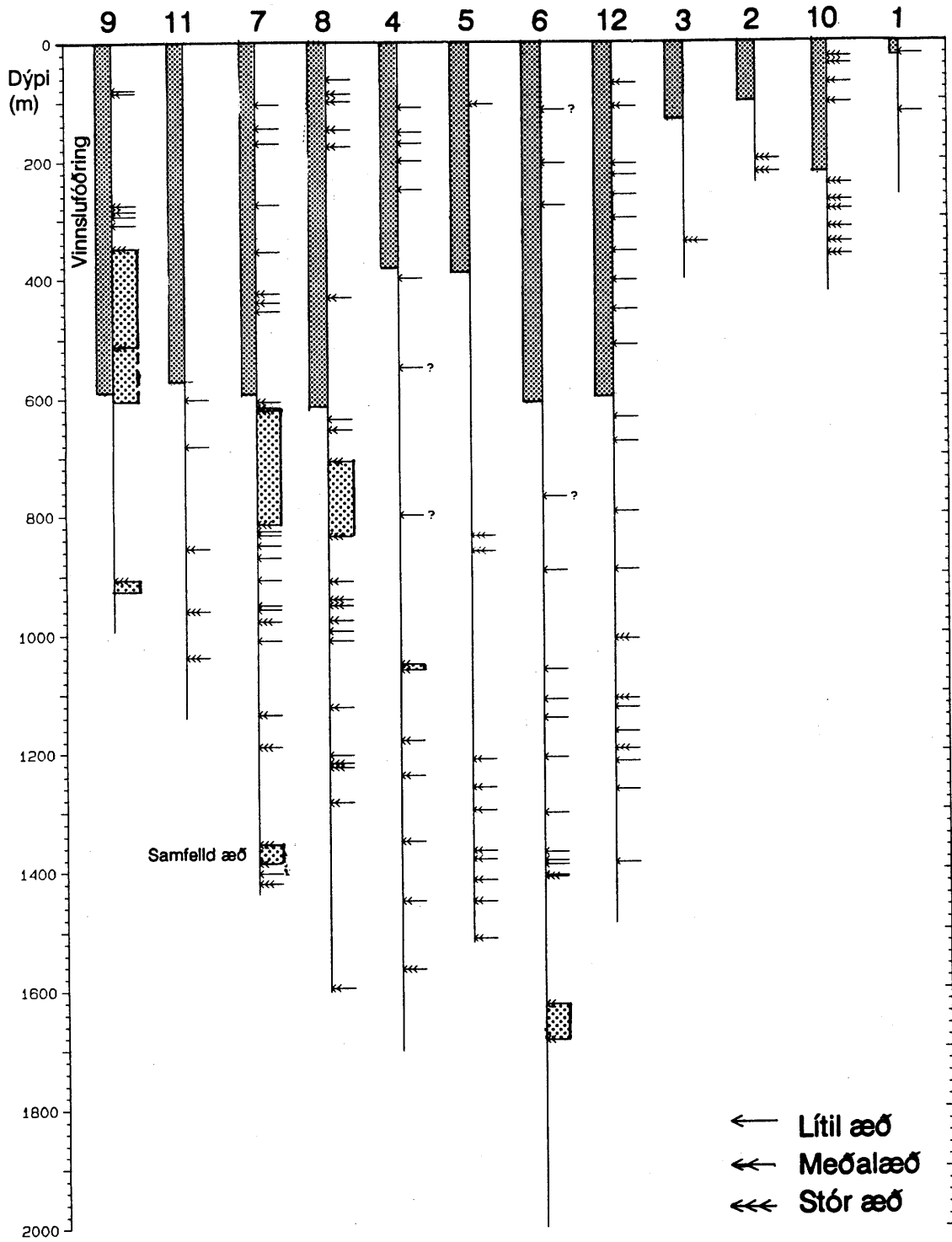
Á mynd 14 er sýndur meðalfjöldi og stærð vatnsæða yfir hvert 200 m dýptarbil í holunum. Glögg skipting kemur fram þar eð æðar eru fremur algengar ofan 400 m og mjög algengar neðan 800 m en fátíðar þar á milli, sérstaklega milli 400-600 m. Þessi skipting kemur fram bæði í fjölda og stærð vatnsæðanna. Vatnsgæfni neðan 1600 m dýpis er óljós, þar sem aðeins hola 6 nær niður fyrir það dýpi (2000 m). Vatnsæðar neðan við 1600 m dýpi í þeirri holu eru fáar og engin neðan 1700 m dýpis.

Á mynd 15 eru sýnd tengsl vatnsæða á hverju 100 m dýptarbili og jarðfræði holanna. Þessi tengsl eru aðallega með þrennum hætti: a) Í efri hluta berglagastaflans eru vatnsæðar einkum á jarðlagaskilum milli goseininga. Slíkum æðum fækkar er neðar dregur og eru ekki merkjanlegar neðan 1100 m dýpis. Þessar vatnsæðar liggja eftir láréttum flötum. b) Vatnsæðar tengdar innkotum eru langalgengastar þegar kemur niður fyrir 800 m. Athugun var gerð á hvar vatnsgæfnin var mest við innkotin. Af 45 æðum sem tengjast innkotum voru 3/4 við jaðra þeirra, jafnt „neðra“ sem „efra“ borð. c) Um fjórðungur æðanna virðist vera innan innkotanna. Ljóst er af jarðfræðinni að dýpri holunnar skera sömu innkotin á 1000-1300 m dýpi, og æðarnar við þau mynda því að öllum líkindum góð tengsl á milli hola.

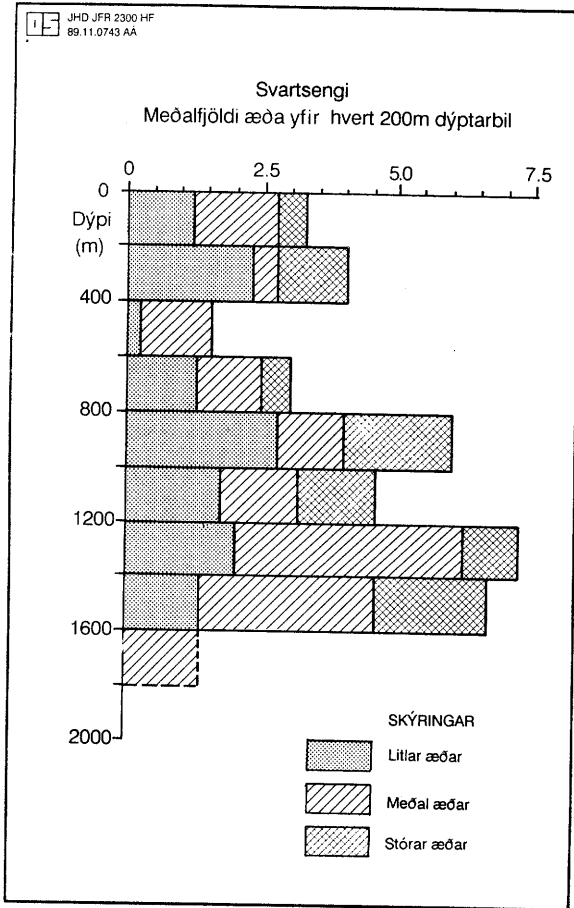
Talið er öruggt að a.m.k. þrjár holur skeri nær lóðréttar vel leiðandi jarðhitasprungur. Einkenni slíkra leiðara eru tíðar sprunguútfellingar í svarfi, og nær samfelld æðanet á um eða yfir 100 metra dýptarbili skv. skoltöpum og hitamælingum. Hola 9 sker slíkt sprungubelti frá 340 í 510 m og jafnvel allt niður í rúma 600 m. Hola 7 fylgir eftir sprungu frá um 600 m niður á rúmlega 800 m dýpi, og hola 8 frá rúmum 700 m niður í rúma 800 m. Á myndum 13, 14 og 15 eru þessi samfelldu æðanet tekin sem einstakar æðar. Hallamælingar voru gerðar í holum 7 og 8 á þessu dýptarbili (mynd 16a og b), og reyndist hann á því dýpi 4° í báðum holunum. Ætla má að þetta sé einnig halli þessara sprungna. Ekki er vitað um hallastefnuna. Mögulegt er að þessar holur skeri NNV-SSA misgengin sem sýnd eru á mynd 2, og samkvæmt því gæti verið mjög gott samband á milli hola 7 og 8.

JHD JFR 2300 HF
90.09.0361 AÁ

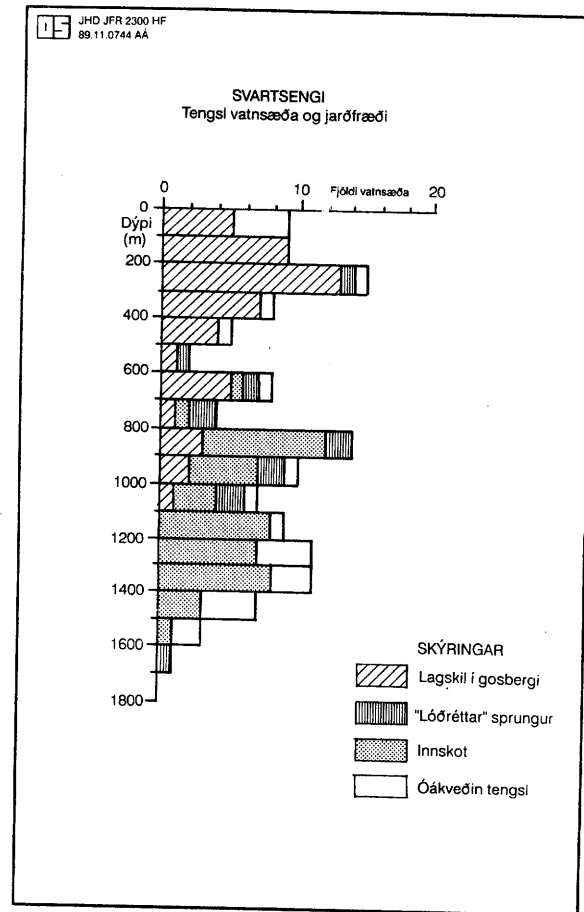
Svartsengi



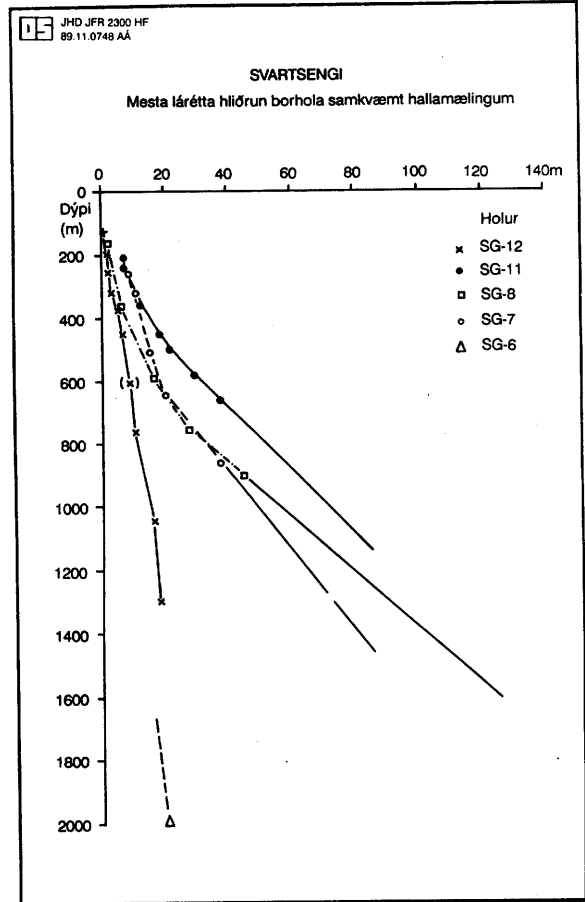
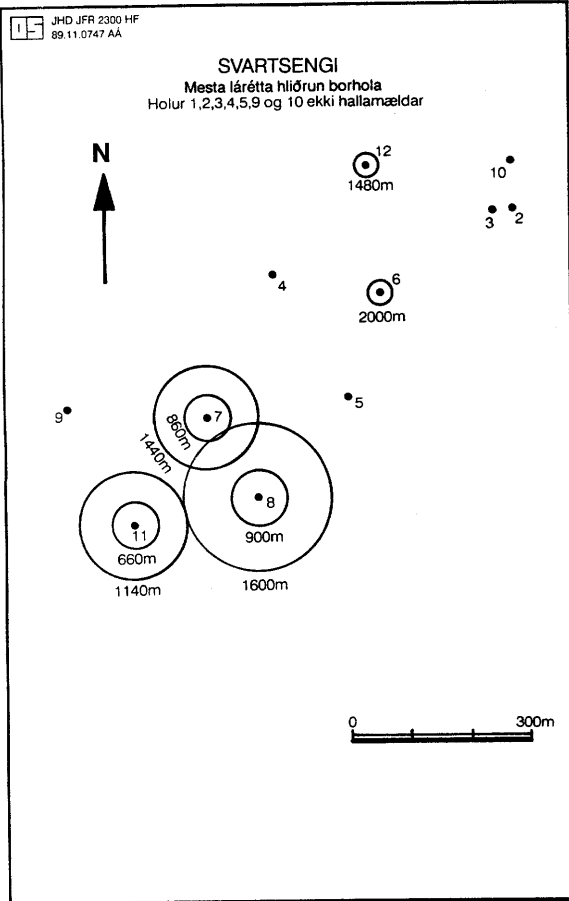
Mynd 13. Dreifing og stærð vatnsæða í einstökum holum í Svartsengi



Mynd 14. Meðalfjöldi og stærð vatnsæða yfir hvert 200 m dýptarbil



Mynd 15. Tengsl vatnsæða og jarðfræði



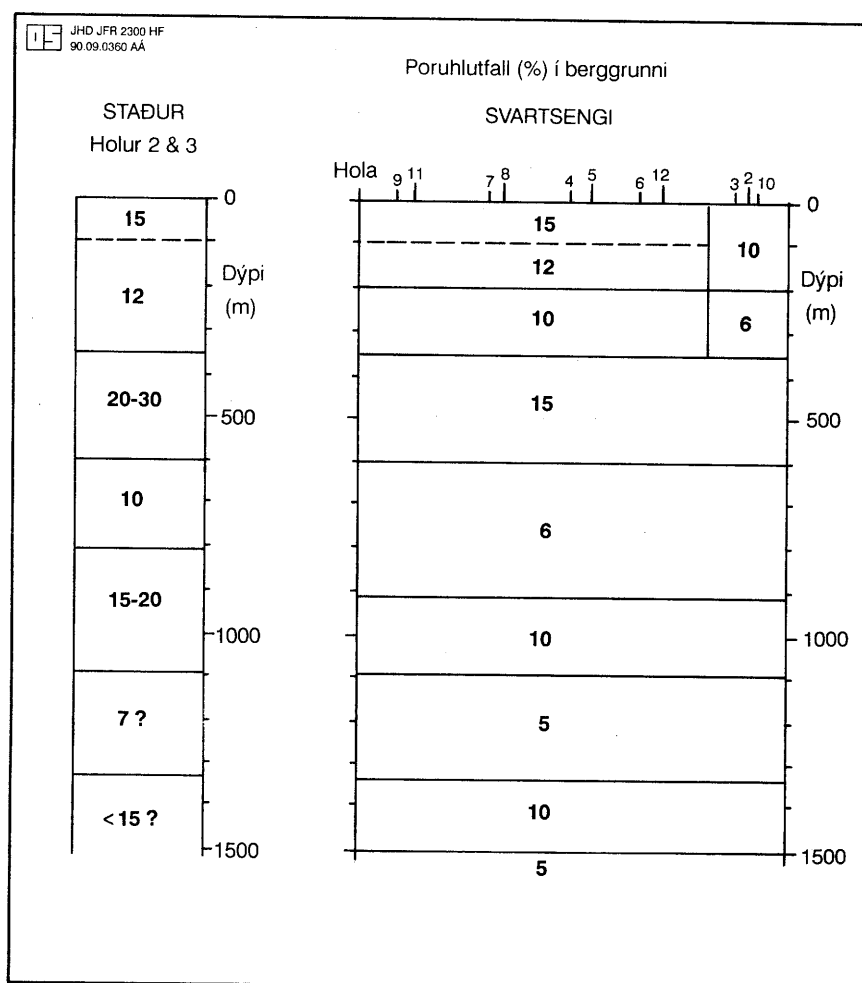
Mynd 16. Hliðrun borhola í Svartsengi frá lóðréttu; a) Þvermál hámarksfrávíks, b) mesta lárétta hliðrun

2.6 Poruhluti

Gögn um poruhluta bergs á Íslandi er einkum að finna í skýrslu Svans Pálssonar ofl. (1984), Christensen og Wilkens (1982) og úr kjörnum úr Nesjavallakerfinu (Ómar Sigurðsson ofl. 1988). Tekinn var saman hluti þessara gagna og sýnin samkvæmt þeim flokkuð eftir berggerð og ummyndun. Tafla 1 sýnir nálgun á poruhluta þessara bergflokka.

Á mynd 17 er sýndur áætlaður poruhluti bergs í Svartsengiskerfinu þar sem hliðsjón er höfð af töflu 1, berglögum og ummyndun. Myndin sýnir að poruhluti er mun minni innan jarðhitageymisins en fyrir ofan og er það eins og áður er getið einkum vegna aukinnar ummyndunar og aukins innskotahlutfalls með dýpi.

Poruhluti bergs utan við hinn „eiginlega“ jarðhitageymi Svartsengis hefur einnig mikil áhrif á forðafraeðiútreikninga. Af þeirri ástæðu var reynt að meta, á svipaðan máta, poruhluta í berggrunni utan háhitasvæðisins. Helztu upplýsingarnar fengust úr tveimur 1000 m djúpum holum við Stað vestan Grindavíkur. Berglagastaflinn þar er í meginatriðum svipaður og í Svartsengi, en ummyndun og útfellingar í bergi eru mun takmarkaðri. Engin innskot koma fyrir í þessum holum. Mynd 17 sýnir á einfaldaðan máta þversnið poruhluta í berggrunni við Stað og innan jarðhitageymisins í Svartsengi. Meðalporuhluti berglagastaflans á 350-1100 m dýpi er um 10% innan háhitakerfisins en um 18% utan þess. Athyglisvert er að það berg sem myndar „þak“ geymisins hefur mjög háan poruhluta.



Mynd 17. Áætlaður poruhluti bergs í Svartsengi og við Stað

TAFLA 1. Meðaltal poruhluta í ýmsum gerðum íslensks bergs

Meðaltal poruhluta %	Bergflokkur	Heimild
42	Móberg án holufyllinga og ummyndunar	Svanur Pálsson ofl. 1984
20	Móberg með fylltar porur	
25	Hraun nærri yfirborði, engin ummyndun	
7	Kargi	
	Kjarni hraunlags	
23	Hraun af > 100 m dýpi, engin ummyndun	
4	Kargi	Christensen og Wilkens 1982
	Kjarni hraunlags	
14	Hraun ummynduð og holufyllt	
4	Kargi	
	Kjarni hraunlags	
17	Hraunlög ummynduð og holufyllt	Christensen og Wilkens 1982
1	Kargi	
	Kjarni hraunlags	
1	Innskot, þétt, blöðrulaus	

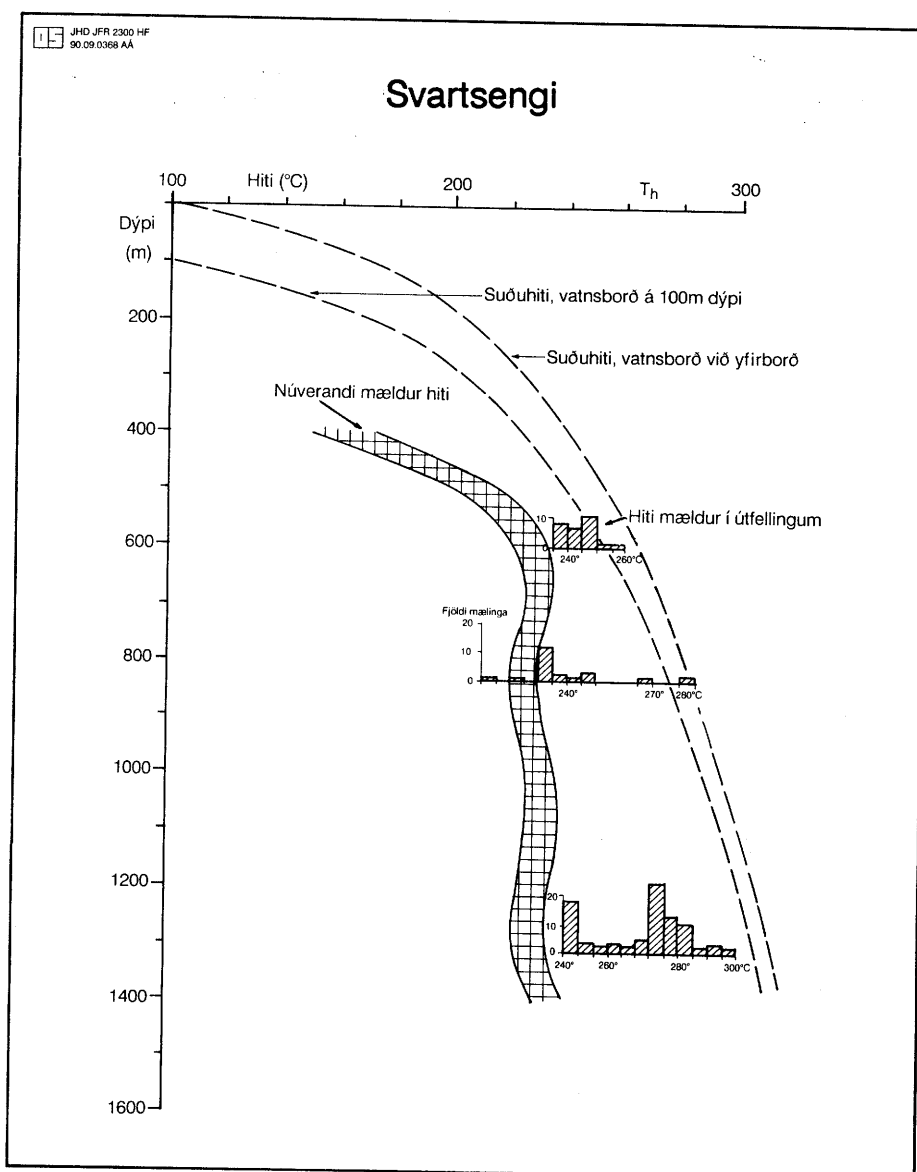
2.7 Vökvainnlyksur

Vökvainnlyksur (vökvabólur) er örlítið magn af vökva sem lokast hefur inni í kristal. Í kristöllum sem falla út í jarðhitakerfum er innlyksan jarðhitavökvinn sjálfur og kristallinn útfelling. Rannsókn á þessum vökvainnlyksum veitir upplýsingar um hita og efnasamsetningu vökvans í jarðhitakerfinu á þeim tíma sem vökvinn lokaðist inni í kristalnum. Höfundur lagði stund á rannsóknir af þessu tagi í endurmenntunarleyfi á Nýja Sjálandi fyrir um 2 árum. Í þeim rannsóknum voru meðal annars tekin sýni frá holu 12 í Svartsengi og í Eldvarpaholunni.

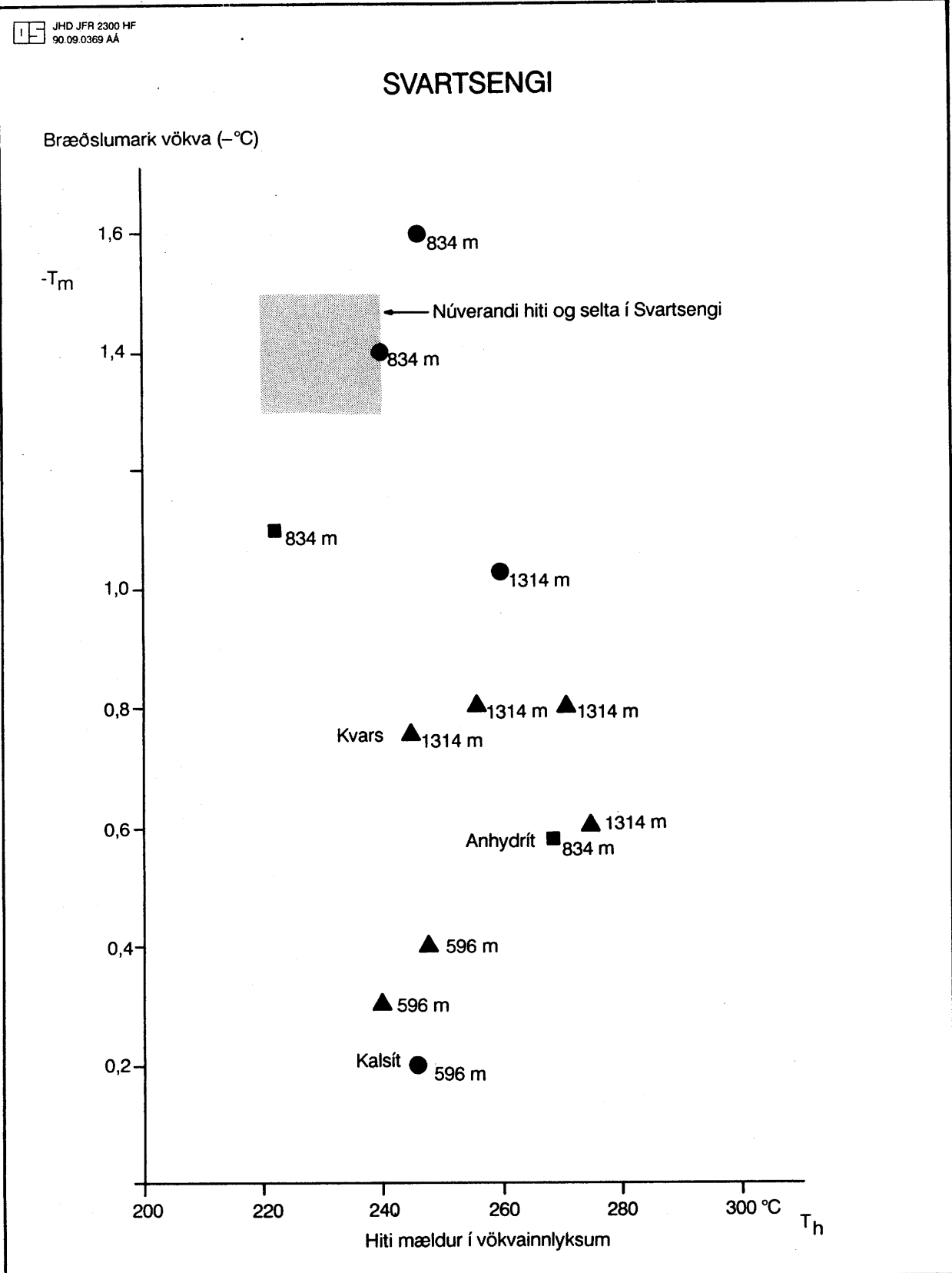
Í holu 12 var hiti ákvarðaður í um 140 vökvainnlyksum í kalsíti, kvarsí og anhýdríti á þrenns konar dýpi (596 m, 835 m og 1315 m). Á mynd 18 eru mælingarnar settar fram í stólpalínuriti þar sem hæð stólpans markar fjölda mælinga á hverju 5°C hitabili. Einnig eru suðumarksferlar sýndir (vatnsborð við yfirborð og á 100 m dýpi og vökvinn hreint vatn) og mældur berghiti. Niðurstöður sýna greinileg frávik frá mældum hita. Hiti á 600 m dýpi hefur á eldra jarðhitaskeiði verið um 250°C, þ.e. 15°C hærra en nú mælist. Sama máli gegnir ef litið er á niðurstöður hitamælinga vökvainnlyksa af 835 m dýpi, þar hefur hitinn verið um 10°C hærra en nú mælist. Nokkru meiri hitadreifing er á þessu dýpi (835 m) í vökvainnlyksunum þar sem hiti mælist frá 210°C og upp að 285°C, en fjöldi mælinga er ekki nægjanlegur til að áreiðanlegt geti talizt. Flestar mælingar voru gerðar á 1315 m dýpi. Þar féllu mælingarnar á hitabilið frá 300°C niður í 240°C. Felstar lentu á bilinu 270-285°C og 240-245°C. Vökvainnlyksur eru af tveimur megingerðum; annars vegar þær sem myndast á vaxarskeiði útfellinga („prímerar“), og hins vegar þær sem verða til við hnjask á útfellingunum eftir að útfellingarnar mynduðust. Ef mögulegt er að greina í sundur þessar innlyksugerðir er jafnframt unnt að meta afstæðan aldur þeirra og þar með að tengja hitabreytingar í tíma. „Sekúnderar“ innlyksur mældust nær undantekningalaust lægri í hita en þær „prímeru“. Það staðfestir að ástæðan fyrir því að mæligildin spanna langt hitabil er kólnun jarðhitakerfisins með tíma.

Ljóst er af ofansögðu að kólnun hefur a.m.k. orðið í þeim hluta jarðhitageymisins þar sem hola 12 er. Einnig er athyglisvert að nær engar vökvainnlyksur mælast með sama hita og mælist við núverandi aðstæður, en það gæti bent til að síðasta skeið kólnunarinnar sé jarðfræðilega mjög ungt fyrirbrigði. Sennilega hefur jarðhitakerfið, a.m.k. í holu 12, ekki náð suðumarki neins staðar, nema e.t.v. á 500-600 m, og verður þá að gefa sér þá forsendu að vatnsborð hafi legið á 100 m dýpi undir núverandi yfirborði.

Uppleyst efni í vökva hafa áhrif á bræðslumark hans. Í jarðhitavökva eru það einkum seltan og koldíoxíð sem valda lækkun á bræðslumarki. Bræðslumark í innlyksum er mælt í vökvabólusmásjánni. Mæliniðurstöður á kalsíti, kvasi og anhýdríti eru sýndar á mynd 19. Á myndina hefur seltu í núverandi vökva í kerfinu (2/3 hluti sjór) verið breytt í bræðslumark, að viðbættu $-0,2^{\circ}\text{C}$, sem ætla má að geti verið af völdum koldíoxíðs. Niðurstöður mælinganna sýna mjög breytilegan bráðnunarhita jarðhitavökvans, allt frá $-0,2^{\circ}\text{C}$ upp í $-1,6^{\circ}\text{C}$. Öll gildin nema tvö mælast lægri í seltu en núverandi jarðhitavökvi. Lægsta seltan mælist í kvasi og kalsíti af um 596 m dýpi ($-0,2^{\circ}\text{C}$ til $-0,4^{\circ}\text{C}$), og sýnin af 1314 m dýpi hópast innan gildanna $-0,75^{\circ}\text{C}$ - $-1,05^{\circ}\text{C}$, sem jafngildir aðeins um helming af seltu núverandi kerfis. Þrjú af fjórum sýnum af 834 m dýpi mældust með $-1,1^{\circ}\text{C}$ til $-1,6^{\circ}\text{C}$, sem er einna næst núverandi ástandi.



Mynd 18. Mælingar á hita (T_h) í vökvainnlyksum í holu SG-12



Mynd 19. Mælingar á bræðslumarki (T_m) í vökvainlyksum í holu SG-12

3. ÖNNUR GÖGN

3.1 Jarðmyndanir á yfirborði

Jarðfræði á yfirborði Reykjanesskaga hafa verið gerð nokkuð ýtarleg skil (Jón Jónsson 1978; Freysteinn Sigurðsson 1985). Mynd 20 er einfaldað jarðfræðikort af Svartsengi og nágrenni þar sem hliðsjón var höfð af korti Jóns Jónssonar frá 1978. Berglögum er þar skipt í þrjár megin einingar: Elst er móbergið sem gosið hefur undir ís á síðasta jökulskeiði (eldra en 10.000 ár). Þorbjarnarfell, Svartsengisfell, Stóra Skógfell og Hagafell tilheyra að öllum líkindum þessum flokki. Á fyrri hluta núverandi hlýskeiðs (<10.000 ár) einkenndust eldsumbrot á Reykjanesskaganum af dyngjugosum. Fyrst hlóðust upp fremur rúmmálslitlar pikrít dyngjur en síðan mun stærri ólivín-þóleiit dyngjur. Þrjár litlar pikrít dyngjur austan Hagafells tilheyra þessu skeiði. Sunnan Þorbjarnarfells sér í yfirborð á 7.000-9.000 ára ólivín-þóleiit dyngju sem kennd hefur verið við Sandfellshæð, en hvirfill hennar er vestan Eldvarpa.

Sprungugos hafa einkennt eldsumbrot síðustu árpúsundin. Þau hraun þekja stóran hluta landsvæðis í kringum Svartsengi. Yngst þessara hrauna eru Arnarseturshraun norðan Svartsengisfells, og svonefnt Illahraun sem virkjunin er byggð á, en þau hafa líklega bæði runnið árið 1226 (Haukur Jóhannesson og Sigmundur Einarsson 1988, 1989; Haukur Jóhannesson 1989; Sigmundur Einarsson og Haukur Jóhannesson 1989).

3.2 Brotahreyfingar

Sprungur og gosrásir eru merktar á mynd 20. Sprungudreifingin (sprungur og misgengi) er aðallega fengin með loftmyndaskoðun, en gosstöðvar eru að mestu eftir korti Jóns Jónssonar (1978) með viðbótum frá höfund. Fjöldi sprungna og misgengja á yfirborði er háður aldri viðkomandi bergmyndunar. Þannig er höggun áberandi í móberginu sem er elzta yfirborðsmyndunin, og þar sem glyttir í Sandfellshæðardyngjuna (7.000-9.000 ára), en lítt áberandi í hraunbreiðum sprungugosanna. Engar sprungur sjást í yngstu hraununum (Illahrauni og Arnarseturshrauni), en það bendir til að litlar brotahreyfingar hafi átt sér stað á yfirborði Svartsengissvæðisins síðan hraunin runnu. Meginstefna sprungna, misgengja og gosrása er NA-SV. Frávik frá þeirri stefnu eru þó greinileg í brotum og gosrásum í Þorbjarnarfelli, vestan megin í Svartsengisfelli og í Selási sunnan borsvæðisins þar sem þau sveigja til norðurs og jafnvel norðnorðvesturs.

Sprungur voru kortlagðar nánar á yfirborði í Þorbjarnarfelli og í Hagafelli til að kanna sannleiksgildi loftmyndatúlkunarinnar. Kortlögðu svæðin eru sýnd á mynd 21 ásamt sprungurósum sem fengust úr stefnumælingum. Þær gefa, eins og við var að búast, áberandi NA-SV stefnu. Einnig finnast fleiri stefnur svo sem N-S, NV-SA, og jafnvel A-V stefnur í Hagafelli. Í heild sinni er gott samræmi á milli þess sem greinist á loftmyndum og í mörkinni.

3.3 Ummyndun á yfirborði

Útbreiðsla útfellinga og ummyndunar á Svartsengissvæðinu var könnuð lítillga, og er hún sýnd á mynd 22. Áberandi ummyndun finnst á fjórum stöðum: a) Á tveimur stöðum í norðvesturhluta Svartsengisfells er mikið af kalsíti og kísli í blöðrum og æðum. Jarðvegur og gras hylur hluta af berggrunninum. Athuganir sýna að ummyndað berg er þar sem gróðurþekja hylur berggrunninn. Útfellingar sjást þó hvergi í jarðvegsþekjunni þar sem opnur eru í hana, en það bendir til að yfirborðsjarðhitinn hafi, a.m.k. að miklu leyti, verið horfinn fyrir myndun jarðvegs. Merki eru um gosrásir í norðurhluta Svartsengisfells sem ná upp í gegnum ummyndaða móbergið og tengjast hugsanlega þeirri goshrinu sem kennd er við Sundhnúka (um 2400 ára skv. Jóni Jónssyni 1978). Enginn jarðhitavottur tengist þessum sprungumyndunum, sem gæti bent til að yfirborðsjarðhiti í fellinu hafi verið kulnaður fyrir áður nefnda goshrinu. Kalsít

er ráðandi útfelling ásamt kísli skv. röntgengreiningum á sýnum úr Svartsengisfelli. Kalsít fellur út við suðu eða upphitun vatns. Það er t.d. ekki til staðar í yfirborðsútfellingum í Eldvörpum vegna þess að vatnsborð jarðhitakerfisins liggur nokkru neðan við yfirborð. Núverandi vatnsborð umhverfis Svartsengi liggur á 20-40 m dýpi undir yfirborði. Útfelling kalsítsins í fellinu bendir því til að vatnsborð á jarðhitatímanum hafi hugsanlega legið mun hærra en nú.

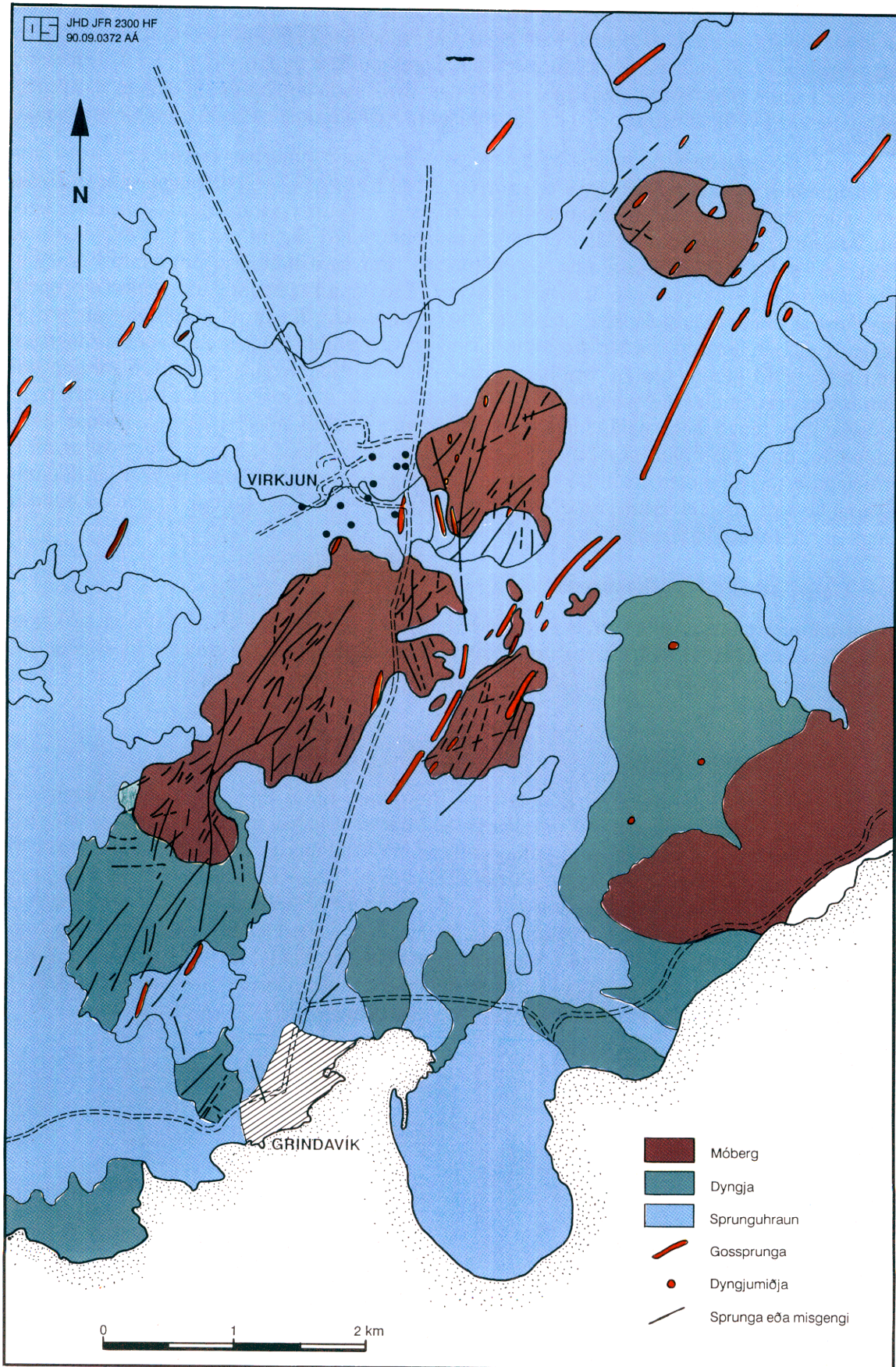
Virkur yfirborðsjarðhiti er beggja vegna vegar við grunnu holurnar (mynd 22). Þessi yfirborðsummerki voru vart sjáanleg áður en nýting hófst í svæðinu, en hafa magnast hratt á undanförunum árum með lækkandi vatnsborði í jarðhitageyminum og tilheyrandi suðu efst í kerfinu. Áberandi ummyndunarflekkur er í norðanverðum Selási. Sagnir eru um að íbúar Grindavíkur hafi gufusóðið þar brauð upp úr aldamótum. Þar sjást ummerki um fyrstu borholuna sem boruð var 1946 og náði 46 m dýpi, en ekki er vitað um hita í henni. Ummyndun einkennist þar mest af línunum hveraleir, sem bendir til ungra gufuhvera. Kalsít og kísilútfellingar eru algengar í móberginu rétt norðan við hveraleirinn og virðast þar tengjast áberandi sprungugeil, sem gæti verið gömul gosrás. Þriðji ummyndunarflekkurinn tengist greinilega misgengjum sem mynda sigdældina í Þorbjarnarfelli. Ummyndunin er meira áberandi í því vestara og er auðsjáanlega tengd háhitavirkni líkt og í Selásnum. Svæðið norðan sigdældarinnar heitir Baðsvellir, og er ekki ólíklegt að á sögulegum tíma hafi fólk baðað sig þar. Víða í fellunum er útfellingavottur, að mestu óþall. Líklegt er að útfellingarnar tengist útkanti þeirrar jarðhitaummyndunar sem áður er rakin. Ekki er þó loku fyrir það skotið að hún geti verið að hluta til tengd „jarðhitakerfi“ frá sama tíma og móbergið.

3.4 Upprunalegt suðusvæði

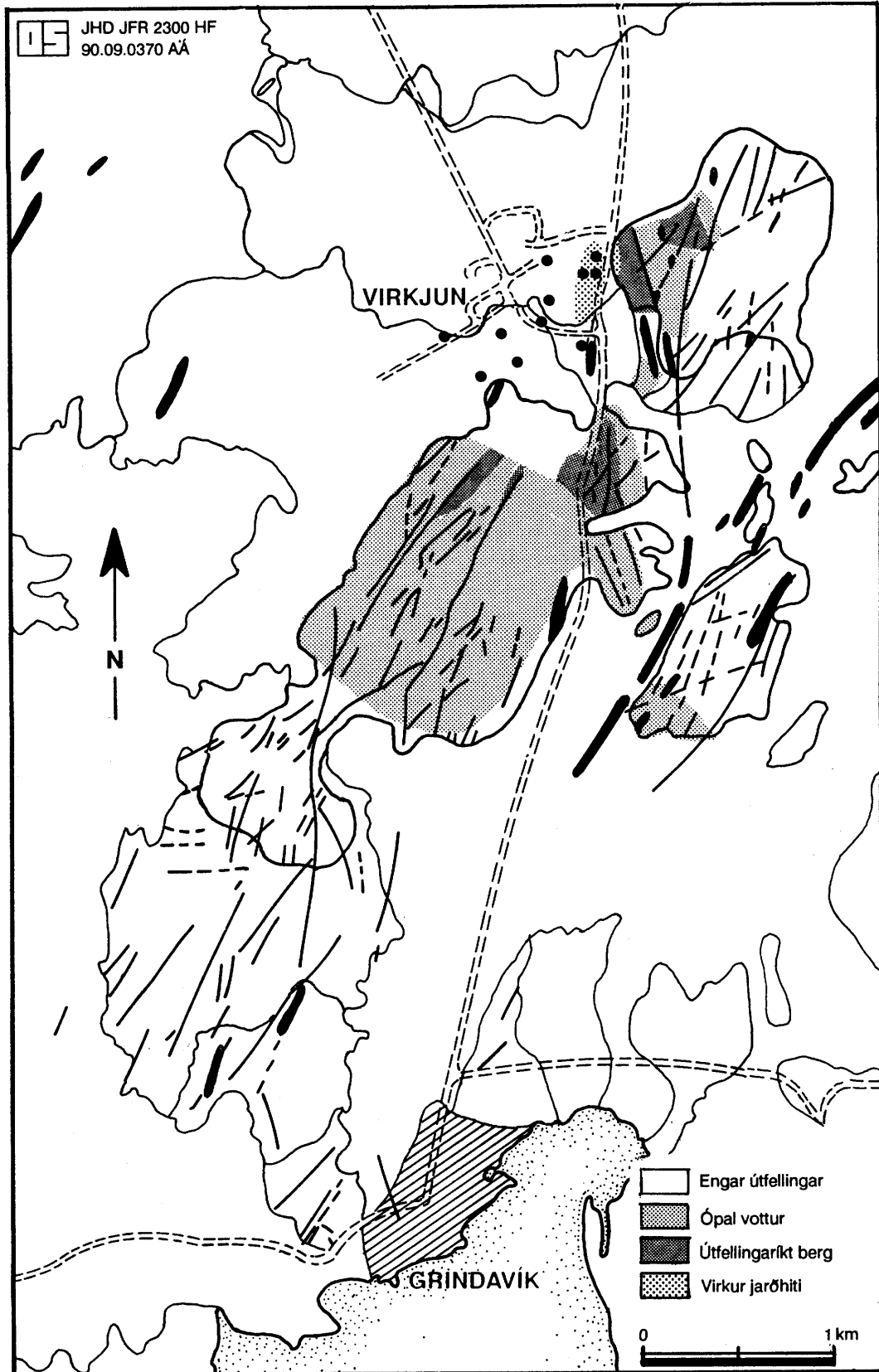
Flatarmál upprunalegs suðusvæðis í upphafi vinnslu í jarðhitageymi Svartsengis er þýðingarmikil forsenda í forðafræðireikningum. Á mynd 23 er sett fram mat á stærð slíks svæðis. Það byggir á gögnum um ummyndun á yfirborði, sprungustefnum og ummyndun og hita í borholum.

3.5 Viðnámsmælingar

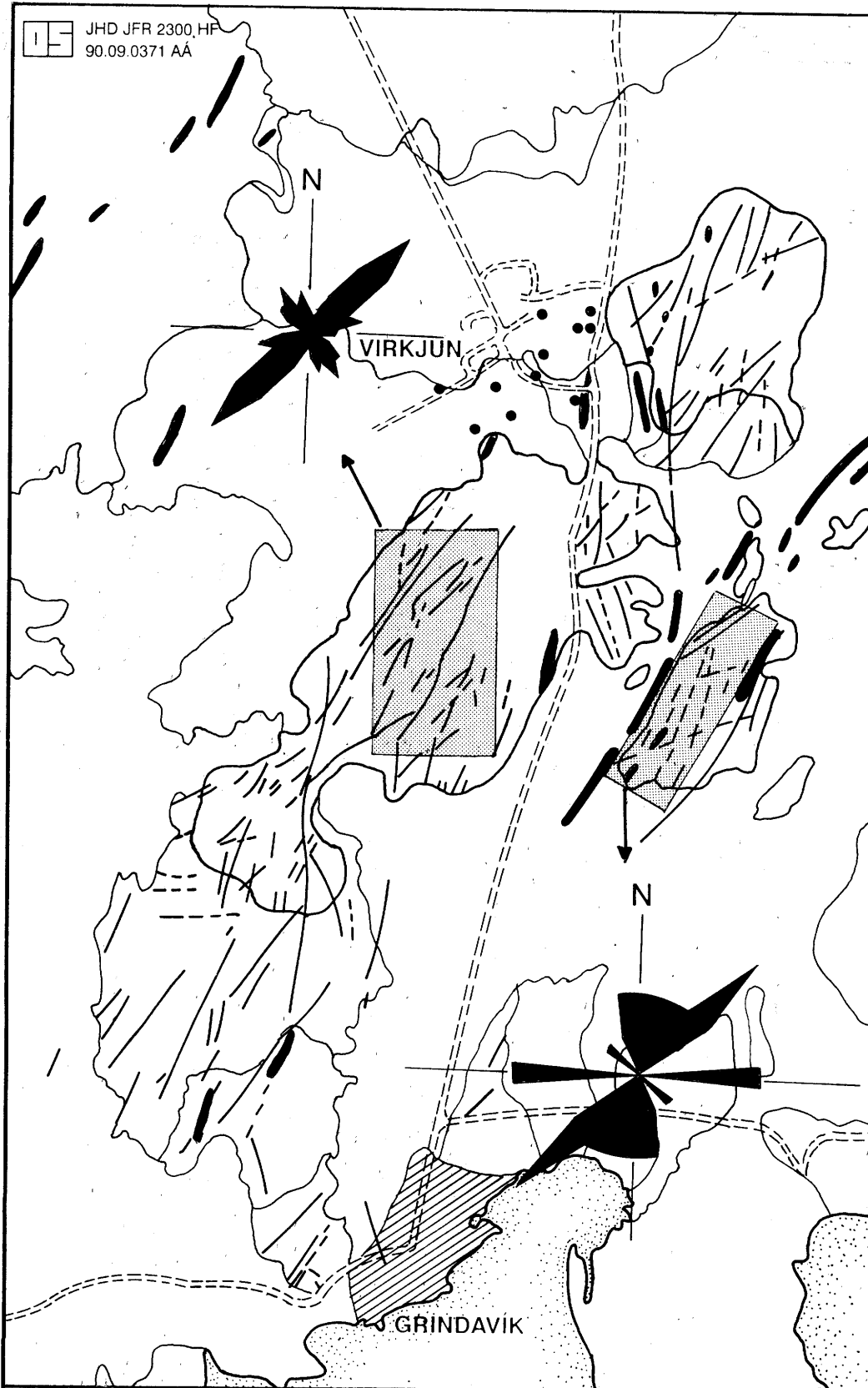
Viðnámsmælingar hafa mikið verið notaðar á Reykjanesi til að finna dreifingu og lögun háhitasvæða, og á það ekki sízt við um Svartsengi, þar sem slíkar mælingar voru ásamt jarðfræðiathugunum og kortlagningu á gufuuppstreymis í hrauninu norður af Þorbjarnarfelli til efni fyrstu borana í þar á árunum 1971 og 1972. Þessar boranir staðfestu að við Svartsengi væri háhitasvæði (Stefáan Arnórsson o.fl. 1975). Á mynd 24 hafa svæðin sem afmarkast af 4 Ohmm jafnviðnámslínu á 200 m, 400 m og 600 m dýpi í Svartsengi verið dregin upp samkvæmt túlkun Lúðvíks S. Georgssonar og Helgu Tuliníus (1983). Lögun svæðisins á 200 m dýpi er flöng og stefnir langásinn nokkurn veginn samsíða meginsprungustefnunni (NA-SV). Á 400 m og 600 m dýpi er svæðið aftur á móti ílangt með langás í NNV-SSA stefnu.



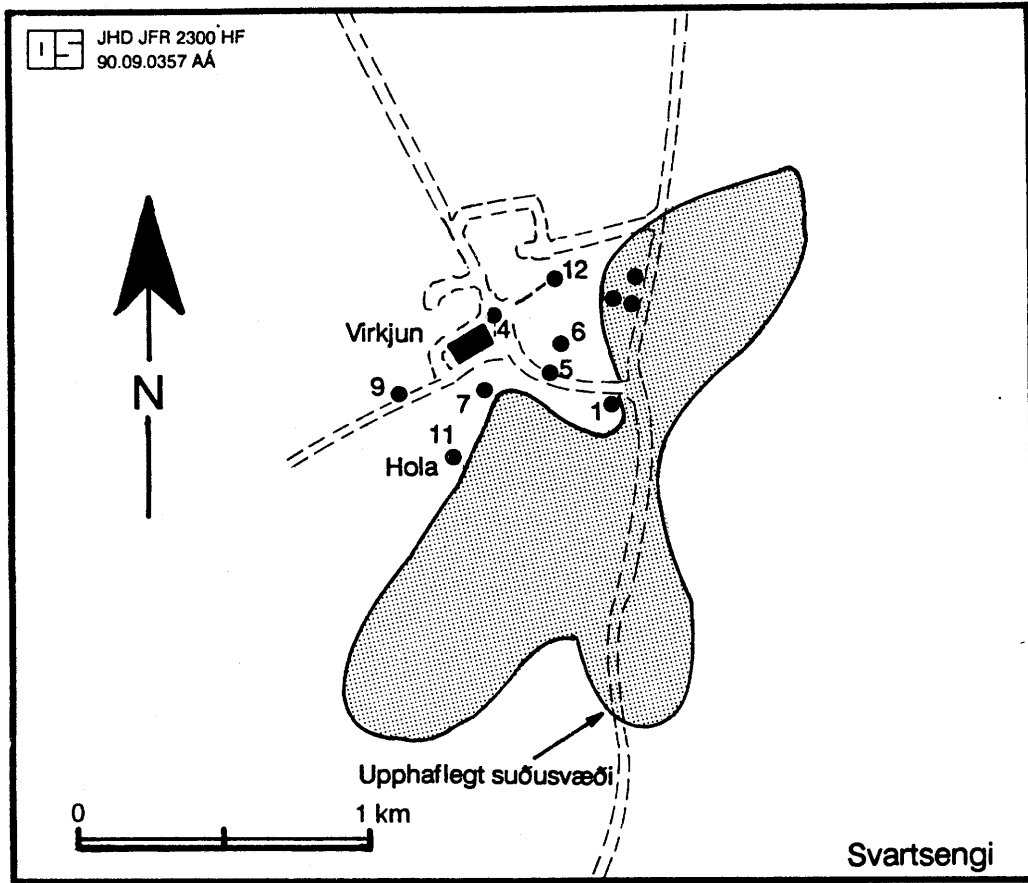
Mynd 20. Einfaldað jarðfræðikort af Svartsengi og nágrenni



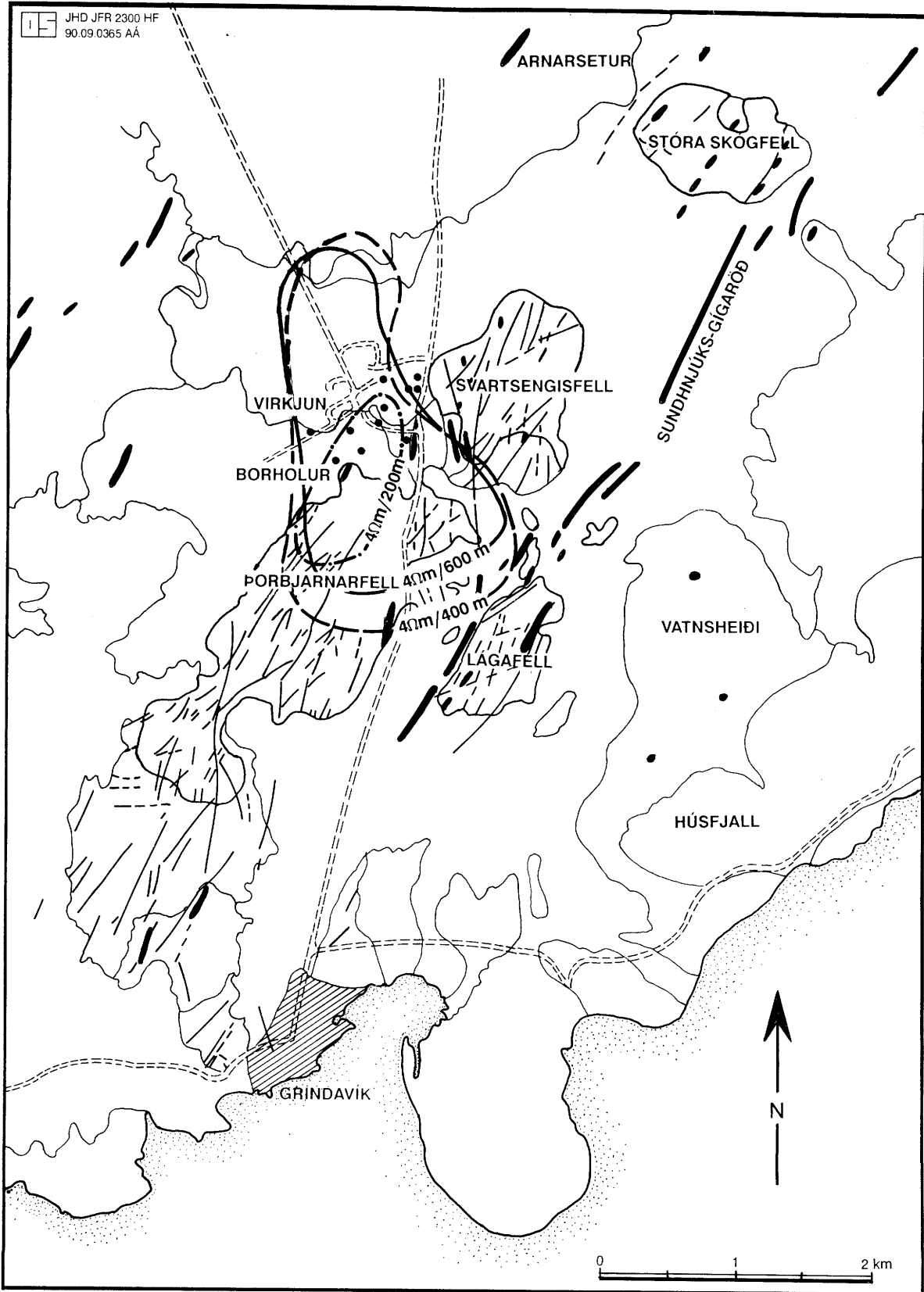
Mynd 21. Spungumælingar á yfirborði (skyggð svæði) og sprungurósir



Mynd 22. Dreifing ummyndunar á yfirborði



Mynd 23. Upprunalegt suðusvæði í jarðhitageyminum

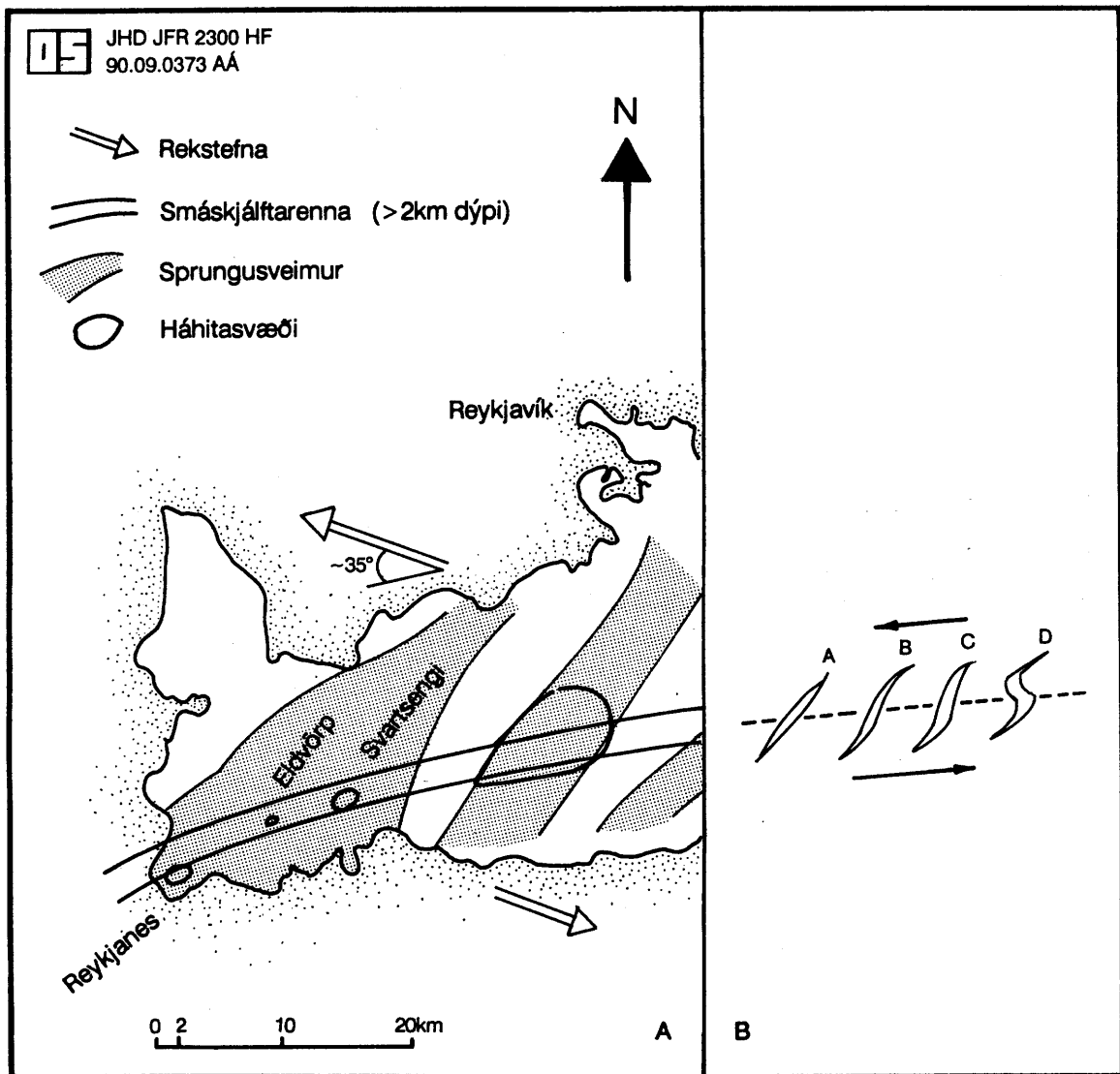


Mynd 24. Útlínur 4 ohmm lágviðnámssvæða á 200 m, 400 m og 600 m dýpi neðan sjávarmáls

4. UMRÆÐA

4.1 Jarðfræðilegt yfirlit

Jarðfræði Reykjanesskaga hafa verið gerð góð skil, eins og áður er getið. Ofan um 2 km dýpis á gliðnun sér stað í NA-SV skástígum sprungusveimum, hornrétt á rekstefnuna. Neðan 2 km dýpis á rekið sér sennilega stað á um 2 km breiðu A-V smáskjálftabelti sem myndar um 35° horn við rekstefnuna. Smáskjálftabeltið er þannig á skjön við sprungubeltið á yfirborði, og er í raun sambland af rekbelti og sniðgengi (Klein et al. 1977). Háhitakerfið í Svartsengi er í miðjum sprungusveim, einmitt þar sem sprungukerfið fer yfir smáskjálftarennuna (mynd 25). Sýnt hefur verið fram á að sniðgengi geti myndað skástígar sprungur, en einnig að sprungurnar geti tekið á sig S-lögun, eins og sýnt er á mynd 25 (Hills 1963). Skörp neðri plötumót, eins og smáskjálftabeltið bendir til, gætu leitt til slíkrar sprungulögunar beint fyrir ofan. NNW-SSA hluti sprungunnar hefur einnig tilhneigingu til að opnast meira en aðrir hlutar (sbr. mynd 25).



Mynd 25. A. Sprungusveimar, smáskjálftabelti og háhitasvæði á Reykjanesi
B. Hugsanleg þróun sprungna ofan smáskjálftabeltisins (sbr. Hills 1963)

Á Svartsengissvæðinu er snúningur á sprungumunstri úr NA-SV til N-S og NNV-SSA greinilegur, bæði í misgengjum, sprungum og gossprungum. Væntanlega er slík sprungumyndun meira ríkjandi er dýpra kemur í berggrunninn, bæði vegna nálgunar við smáskjálftabeltið, þar sem sniðgengishreyfingarnar eru einráðari, og svo vegna þess að því eldri sem berglögin eru innan gosbeltis því meiri höggun hafa þau orðið fyrir. NNV-SSA misgengin sem afmarka sigdældina í jarðhitakerfinu og tilheyra líklegast þessari gerð sprungna, virðast vera ein af meginuppstreymisrásum jarðhitakerfisins, a.m.k. í efsta kílómetra berggrunnins. Í forðafræðilíkani af Svartsengi og umhverfi verður því að gera ráð fyrir tiltölulega góðri lekt í N-S til NNV-SSA á því svæði sem liggur ofan smáskjálftabeltisins. Utan þess bæði norðan og sunnan hverfur þessi sprunguátt og leki eftir NA-SV verður einráðari.

Algengt er að háhitasvæði tengist megineldstöðvum. Ekki finnast glöggar vísbendingar um slíkt í Svartsengi og nágrenni. Í töflu 2 er á einfaldan hátt gerður samanburður á helstu einkennum megineldstöðvar annarsvegar og Svartsengis hinsvegar.

TAFLA 2. Samanburður á einkennum megineldstöðvar og Svartsengis

	Megineldstöð	Svartsengi
Hröð upphleðsla	já	nei
Ísúrt/súrt berg	já	vottur
Sprungusveimur	já	já
Innskot	algeng	algeng
Háhitakerfi	já	já
Öskjumyndun	oft	nei

Í jarðfræði borhola í megineldstöðvum, svo sem Hengli, Kröflu og Námafjalli, lýsir hröð upphleðsla sér í háu móbergshlutfalli í berglagastaflanum, en hraunlagasyrpur eru í lágmarki (Hjalti Franzson 1988). Hraunlög eru nær einráð í upphleðslu í Svartsengi niður á 300-400 m dýpi. Þróað berg finnst innan megineldstöðva. Aðeins hefur á einum stað (í holu 12) fundist innskotsberg með ísúra efnasamsetningu. Slíkt hefur ekki fundist á Reykjanesi allt til Hengils í austri. Innskot eru fremur algeng í berggrunni undir Svartsengi, hlutfallslegt magn þeirra er svipað og greinist í borholum t.d. á Nesjavöllum, en nokkru minna en greinist í Kröflu. Svipað innskotakraðak finnst ekki í borholum á Reykjanesi né í Eldvörpum.

Samkvæmt fyrri rannsóknum eru merki um tvö háhitaskeið í jarðhitakerfinu, þar sem það eldra liggur mun dýpra en það yngra, sem telst vera tengt núverandi ástandi (Hjalti Franzson 1983b). Slíkt bendir til að núverandi háhitakerfi í Svartsengi sé ekki stakur atburður heldur endurtekning á eldra skeiði. Öskjumyndun er algeng innan þróaðra megineldstöðva. Þótt engin slík finnast á Svartsengissvæðinu segir það hvorki af né á um tilveru megineldstöðvar. Eins og umfjöllunin sýnir þá er það alls ekki einhlítt að Svartsengi sé megineldstöð, þótt óneitanlega séu þar fyrirbrigði sem finnast gjarnan við þær aðstæður.

4.2 Þróun jarðhitageymisins

Gögnin sem hér eru sett fram gefa ýmsar upplýsingar um þróun jarðhitakerfisins í Svartsengi. Yfirborðsathuganir sýna að jarðhitaskellur eru langflestar fornar, og norðanmegin í Svartsengisfelli þekur óummyndað jarðvegslag útfellingaríkan berggrunn. Kalsítútfellingar á yfirborði benda til að vatnsborð á þeim tíma er jarðhitavirknin náði til yfirborðs hafi hugsanlega legið

miklu hærra en það nú er. Jarðhitavirknin virðist ná hæst í misgengjunum í Þorbjarnarfelli og Svartsengisfelli, sem eru úr móbergi frá síðasta jökulskeiði.

Samanburður á ummyndun og mældum hita bendir til að núverandi meginrennislleiðir séu þær sömu og skópu ríkjandi ummyndunarmynstur. Mældur hiti virðist þó heldur lægri niður á 300-500 m dýpi en ummyndun gefur til kynna, sérstaklega í syðri hluta svæðisins.

Vökvainlyksur eru sérlega upplýsandi um þróun jarðhitakerfisins í Svartsengi. Hiti innlyksanna er í flestum tilvikum mun hærra en mældur borholuhiti (berghiti). Hitalækkunin er mest neðst í kerfinu þar sem hún er um 50°C. Kerfið hefur að öllum líkindum aldrei náð að sjóða, nema ef til vill efst (5-600 m dýpi). Sérstaklega er athyglisvert að jarðhitavökvinn var „upphaflega“ nær því að vera ósaltur, en hefur nú 2/3 af seltu sjávar. Rannsóknir á vökvainlyksum í útfellingum í jarðhitakerfinu í Eldvörpum benda til að jarðhitavökvinn þar hafi einnig verið ósaltur á einhverju stigi. Ísótóparannsóknir á háhitakerfinu á Reykjanesi sýna að jarðhitavökvinn, sem nú hefur svipaða seltu og sjávarvatn, var þegar ummyndun bergsins átti sér stað mun líkari ferskvatni (Jón Ólafsson and Riley 1978; Árný E. Sveinbjörnsdóttir et al. 1986). Ljóst er því að háhitakerfin á Reykjanesi, Svartsengi og Eldvörpum hafa áður fyrir verið seltuminni, en seltuhlutfallið hefur aukist með tíma. Borholur utan háhitasvæðanna á vestanverðu Reykjanesi sem ná niður fyrir ferskvatnslagið lenda í vatnskerfi sem mjög svipar til hreins sjávar. Sama gegnir um rúmlega 1000 m djúpar holur við Stað.

Líklegt er að aðstæður sem fyrir hendi voru á jökulskeiði ísaldar geti skýrt lága seltu í jarðhitavökvunum. Á þeim tíma lá nokkur hundruð metra þykk íshetta yfir Reykjanesi og náði hún langt út á landgrunn. Sjávarborð lá einnig miklu lægra. Við slíkar aðstæður má ætla að sjávarvatn eigi mjög dræman aðgang að berggrunni Reykjanes, meðan ferskvatn á mun greiðari aðgang, og þannig má ætla að ferskvatn sé ráðandi djúpt niður í berggrunninn. Virkt háhitakerfi við þær aðstæður myndi efalaust draga til sín ferskvatn frekar en sjávarvatn.

Báðir ofangreindir möguleikar gefa til kynna aðstæður sem stuðlað hafa að þykkara ferskvatnslagi á og í lok ísaldar.

4.3 Einkenni jarðhitakerfisins

Lekt í berggrunni Svartsengis virðist í meginatriðum ráðast af þremur þáttum. Jarðlagaskilgoseininganna eru lek í efstu hundruðum metra berglagastaflans, en lítt þar fyrir neðan vegna fergingar og aukinna útfellinga. Slík minnkun lektar er í samræmi við það sem annars staðar finnst í berggrunni gosbeltisins. Lektin í jarðhitageyminum sjálfum skapast að því er best verður séð af innskotum sem fleyga staflann neðan 700 m dýpis og af misgengisflötum, sérstaklega þeim sem hafa N-S til NNV-SSA stefnur. Holur 7 og 8 skera mjög vatnsgæfar sprungur sem hugsanlegt er að myndi NNV-SSA sigdældina. Góð tengsl ættu þá að vera á milli þessara hola. Vatnsæðar sem tengjast innskotum, a.m.k. þeim sem liggja nær lárétt á 1000-1300 m dýpi, eru líklegar til að mynda góð vatnstengsl um allt svæðið.

Það sem einangrar jarðhitakerfið frá grunnvatnskerfinu eru þykkar móbergseiningar á 300-600 m dýpi (sbr. mynd 3). Reynslan hefur sýnt að lekt er að jafnaði lítil í túffkenndu móbergi, og ætti það af þeim sökum að hafa góða eiginleika sem slíkt „þakberg“, jafnvel þótt poruhluti þess sé með því hæsta sem finnst í íslenzku bergi. Móbergið einangrar jarðhitakerfið þó aðeins að hluta til þar sem sprungur veita jarðhitaflæði upp í gegnum það í átt til yfirborðs bæði austan til á svæðinu og einnig miðsvæðis eftir NNV-SSA misgengjunum. Forna ummyndunin sem áður er lýst bendir jafnframt til að heitt vatn hafi einnig sloppið í gegnum móbergið neðan við Svartsengisfell og Þorbjarnarfell. Grunnvatn ofan háhitakerfisins er yfirleitt 20-70°C heitt. Það er heitast í tveimur vatnsléiðurum í móbergsseti á um 100 m og 200 m dýpi. Efnafærði vatns úr holu 1 gefur vísbendingar um að vatnskerfið ofan jarðhitakerfisins sé a.m.k. að

einhverju leyti hitað af gufu sem leitar upp úr jarðhitakerfinu (Jón Örn Bjarnason, munnl.uppl.).

4.4 Umhverfi jarðhitakerfisins

Gögn úr borholum við Stað, á Njarðvíkurheiði og í Vogum á Vatnsleysuströnd sýna að nær engar útfellingar eru í efstu 400 m berglagastaflans. Samkvæmt hitamælingum ríkir þar kalt grunnvatnskerfi, nægilega öflugt til að halda grunnvatnshita undir 20°C. Neðan við 400 m dýpi tekur við 150-200°C/km hitastigull. Zeólítabeltin raða sér nokkuð samstíga þessum hitastigli. Ef miðað er við yfirborð þá er hitastigull berggrunnins utan háhitasvæðanna á Reykjanesi 110-140°C/km. Jafn hitastigull innan zeólítabeltanna bendir til að vatnsleiðni sé treg. Vatnsæðarnar innan zeólítabeltanna í borholunum við Stað eru fremur litlar. Dæling úr þeim um árabíl hefur leitt til kælingar, en það bendir til að þær tengist upp á við í átt að kalda grunnvatnskerfinu en ekki dýpri vatnsleiðurum. Lekt þessara æða er ekki það góð að það hafi truflað (með hræringu) reglulegan hitastigul berggrunnins.

Beltaskipting ummyndunar á Reykjanesi er ekki ósvipuð því sem finnst annars staðar utan háhitasvæða (t.d. Walker 1960; Hrefna Kristmannsdóttir 1982). Jarðfræðirannsóknir Walkers á Austfjörðum sýna t.d. að zeólítabelti taka ekki að myndast fyrr en á 300-400 m dýpi undir yfirborði mjög svipað og nú er að gerast í gosbeltinu á Reykjnesi. Sú þróun sem nú á sér stað er því nokkuð sem ætíð hefur verið til staðar í sögu gosbeltisins. En hvað er það sem ræður breytilegri lekt berggrunnins? Útfellingar innan zeólítabeltanna eru hvergi í miklum mæli (sbr. mynd 8) því blöðrur eru langt frá því að vera fylltar allt niður á eins kílómeters dýpi. Zeólítarnir, sem eru hitaháðir, benda einmitt til að áður nefndur hitastigull hafi þegar verið til staðar þegar þeir féllu út, sem bendir til að þeir séu fremur afleiðing en orsök hitastigulsins. Tvennt er það, að mati höfundar, sem stuðlar að áður nefndri breytilegri lekt í berggrunninum:

- a) Ferging og samþjöppun goseininga með auknu dýpi. Á yfirborði hafa hraunlög oft þykkan mjög lekan karga, holur og hella. Þegar síkar myndanir hafa fergst undir þykkum berglagastafla þrengir að holrýminu og það fellur saman að hluta, og við það minnkar vatnsgæfnin, þrátt fyrir að poruhluti hraunlaganna haldist hár. Hugsanlega á titringur frá jarðskjálftum einnig þátt í að þjappa berginu saman (Kristján Sæmundsson pers. uppl.)
- b) Breytingar í sprungumyndun. Á yfirborði Reykjanes gosbeltisins eru sprungur og gapandi gjár mjög algengar. Sprungur í berglagastafla sem rofinn er niður fyrir 400 m frá upprunalegu yfirborði eru sjaldnast yfir 1 cm breiðar. Áberandi misræmi er því á milli þess sem sést á yfirborði gosbeltis og þess sem greinist neðar í rofnum berggrunni. Rannsakað hefur verið samband milli lengdar, dýpis og fjarlægðar á milli sprungna í bergi þar sem togspenna er ríkjandi (Nur 1982). Niðurstöður þeirra rannsókna benda til að lengd einstakra sprungna ætti að vera jöfn eða meiri en dýpi þeirra. Rannsóknir innan rekbelta hér á landi (Ágúst Guðmundsson 1987a, 1987b, 1988; John A. Opheim and Ágúst Guðmundsson 1989) benda til að meðallengd opinna sprungna í sprungusveimum, svo sem við Voga á Vatnsleysuströnd, sé um 350 m. Samkvæmt því ætti meðaldýpt sprungna að vera á svipuð. Þessar kenningar falla mjög vel að þeim gögnum sem fjallað var um að ofan, þ.e. að vatnsgæft sprungutengt grunnvatnskerfi sé ríkjandi niður á 300-400 m dýpi, en að opnar lekar sprungur séu mun fátíðari þar fyrir neðan.

Sú heildarmynd sem draga má upp samkvæmt þessari umræðu er eftirfarandi: Efst í kalda grunnvatnskerfinu er lekt mjög mikil, og stjórnast hún bæði af lóðréttu sprungukraðaki og lárétrtri leiðni eftir jarðlagaskilum goseininganna. Á þann hátt eru allar vatnsæðar samtengdar og svæðisbundin lekt mikil. Þegar neðar kemur eykst samþjöppun kargalaga og þar með minnkar lekt eftir jarðlagaskilum, og samstíga því fækkar sprungum. Jafnvel þótt einstakar sprungur nái niður á mikið dýpi eykst fjarlægð á milli þeirra og tengsl á milli þeirra eftir jarð-

lagaskilum rofna einnig vegna feringaráhrifa þeirra síðarnefndu. Lekt verður því mjög staðbundin og ef hún er til staðar tengist hún upp á við í átt að yfirborði.

Stærstu brotflötirnir, svo sem misgengi og gosrásir, geta skapað lekt djúpt í berggrunninn, eins og víða sést í rofnum berglagastafla.

Á grundvelli umræðunnar að framan er unnt að gera sér nokkra grein fyrir hvernig til háttar með skilin á milli háhitakerfisins og grunnvatnskerfisins fyrir ofan. Grunnvatnskerfið þrífst að mestu í yfirborðssprungukerfinu og lekum jarðlagaskilum sem taka að þéttast neðan 300-400 m dýpis. Háhitakerfið þrífst aftur á móti í lekastrúktúrum sem koma að neðan (innskot, sprungur með „afbrigðilega“ stefnur) og ná ekki að marki upp í grunnvatnskerfið.

5. HELZTU NIÐURSTÖÐUR

1) Lekt í berggrunni

- a. Í nágrenni Svartsengis stjórnast lekt í berggrunni ofan um 400 m dýpis af NA-SV sprungum og láréttum lagskilum upphleðslueininga. Neðan þessa dýpis er lekt eftir lagskilum hverfandi vegna fergingar (samþjöppunar) berglaga. Talið er sennilegt að sprungulekt sé einnig treg neðan 400 m dýpis.
- b. Lekt ofan háhitakerfisins í Svartsengi (<400 m dýpis) er svipuð og utan þess. Innan háhitakerfisins stjórnast lektin að stórum hluta af uppstreymi eftir N-S og NNV-SSA sprungum (misgengjum) og jöðrum innskota. A.m.k. hluti þessara leku innskota er lárétt í berggrunninum og gefur góð tengsl innan kerfisins.
- c. Skilin á milli jarðhitageymisins og grunnvatnskerfisins eru að meginhluta til móbergseiningar á 300-600 m dýpi. Skilin orsakast að hluta til af takmarkaðri lekt móbergsins, útfellingum og dvínandi sprungulekt. Háhitakerfið þrífst í sprungum og innskotsjöðrum sem ná upp á 600-800 m dýpi.

2) Poruhluti bergs

Hann var metinn á grundvelli berggerðar, ummyndunar og sambærilegra poruhlutamælinga. Á 350-1100 m dýpi er hann að meðaltali um 10% innan háhitakerfisins í Svartsengi en tæplega 18% utan þess. Þessi munur minnkar væntanlega er neðar kemur í berggrunninn.

3) Þróun jarðhitakerfisins

- a. Röðun útfellinga í holrými bendir til að núverandi háhitakerfi hafi átt sér forvera sem lá a.m.k. 300 m dýpra í berggrunninum, og að fyrir þann tíma hafi lághitaaðstæður ríkt.
- b. Núverandi háhitakerfi varð til á síðasta jökulskeiði eða í lok þess og var upphaflega að meginhluta til ferskvatnskerfi. Háhitakerfið hefur að öllum líkindum ekki verið sjóðandi, nema e.t.v. á 600-700 m dýpi.
- c. Núverandi kerfi hefur kólnað frá því það var heitast, sem merkja má af dvínandi yfirborðsvirkni, meiri ummyndun og einnig allt að 70°C hitamun á vökvainnlyksum og mældum hita. Kerfið kólnaði og varð saltara af völdum innstreymis kaldari sjávarblöndu sem nú umlykur háhitakerfið.

HEIMILDASKRÁ

- Ágúst Guðmundsson 1987a: Tectonics of the Thingvellir fissure swarm, SW Iceland. *Journal of Structural Geology*, vol.9: 61-69.
- Ágúst Guðmundsson 1987b: Geometry, formation and development of tectonic fractures on the Reykjanes Peninsula, southwest Iceland. *Tectonophysics*, vol. 139: 295-308.
- Ágúst Guðmundsson 1988: Effect of tensile stress concentration around magma chambers on intrusion and extrusion frequencies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 35: 179-194.
- Árný E. Sveinbjörnsdóttir, M.L. Coleman and B.W.D. Yardley 1986: Origin and history of hydrothermal fluids of the Reykjanes and Krafla geothermal fields, Iceland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.94: 99-109.
- Christensen, Nikolas I. and Roy H. Wilkens 1982: Seismic properties, density and composition of the Icelandic crust near Reyðarfjörður. *Journ. of Geophys. Research*, vol. 87 no. B8: 6389-6395.
- Flores J. 1980: *Borehole geology of SG-9, Svartsengi Geothermal field, SW-Iceland*. UNU-Geothermal Training Programme, Iceland. Report 1980-4, 39 s.
- Freysteinn Sigurðsson, 1985: *Jarðvatn og vatnajarðfræði á utanverðum Reykjanesskaga*. I. hluti: Yfirlitsskýrsla. II. hluti: Viðaukar um jarðfræði. III. hluti: Viðauki um höggun. Orkustofnun, OS-85075/VOD-06. (Unnið fyrir Hitaveitu Suðurnesja). 194 s
- Freysteinn Sigurðsson 1986: Hydrology and groundwater on the Reykjanes peninsula. *Jökull*, vol.36: 11-29.
- Haukur Jóhannesson og Sigmundur Einarsson 1988: *Aldur Illahrauns við Svartsengi*. Fjölrit Náttúrufræðistofnunar nr. 8, 12 s.
- Haukur Jóhannesson 1989: Jarðfræði Reykjanesskaga. Ritstjóri Kristbjörn Egilsson. Í "*Náttúrufar á sunnanverðum Reykjanesskaga*": 13-22.
- Hills E. S. 1963: *Elements of Structural Geology*. Richard Clay Press, 483 s.
- Hjalti Franzson 1983a: *Svartsengi hola SG-12. Borun, jarðlög, ummyndun og vatnsæðar*. Orkustofnun, OS-83003/JHD-02. (Unnið fyrir Hitaveitu Suðurnesja). 54 s.
- Hjalti Franzson 1983b: The Svartsengi high-temperature field, Iceland. Subsurface geology and alteration. *Geothermal Resources Council, Transactions*, vol. 7: 141-145.
- Hjalti Franzson 1987: The Eldvörp high-temperature area, SW-Iceland. Geothermal geology of first exploration well. *Proceedings of the 9th New Zealand Geothermal Workshop*: 179-185.
- Hjalti Franzson 1988: *Nesjavellir Borholujarðfræði. Vatnsgengd í jarðhitageymi*. Orkustofnun, OS-88046/JHD-09. (Unnið fyrir Hitaveitu Suðurnesja) 58 s.
- Hrefna Kristmannsdóttir 1982: Alteration in the IRDP drillhole compared with other drillholes in Iceland. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 87: 6525-6531.
- John Arne Opheim and Ágúst Guðmundsson 1989: Formation and geometry of fractures, and related volcanism, of the Krafla fissure swarm, northeast Iceland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol.101: 1608-1622.

- Jón Jónsson, 1978: *Jarðfræðikort af Reykjaneskaga*. I. Skýringar við jarðfræðikort. II. Jarðfræðikort. Orkustofnun, OS JHD 7831, 303+30 s, 19 kort.
- Jón Ólafsson and J.P. Riley 1978: Geochemical studies on the thermal brine from Reykjanes (Iceland). *Chemical Geology*, vol 21: 219-237.
- Klein, F.W., P. Einarsson and M. Wyss 1977: The Reykjanes Peninsula Iceland, earthquake swarm of September 1972 and its tectonic significance. *Journal of Geophysical Research*, vol. 82, no.5: 865-888.
- Lúðvík S. Georgsson 1979: *Svartsengi, viðnámsmælingar á utanverðum Reykjaneskaga*. Orkustofnun, OS 79042/JHD-20, 100 s.
- Lúðvík S. Georgsson, Guðni Axelsson, Hjalti Franzson og Hrefna Kristmannsdóttir 1985: *Hola STG-1 á Stað við Grindavík*. Orkustofnun, OS-85081/JHD-40 B. (Unnið fyrir Íslandslax hf.) 23 s.
- Lúðvík S. Georgsson 1981: A resistivity survey on the plate boundaries in the western Reykjanes peninsula, Iceland. *GRC, Tr. 5: 75-78*.
- Lúðvík S. Georgsson og Helga Túliníus 1983: *Viðnámsmælingar á utanverðum Reykjaneskaga 1981 og 1982*. Orkustofnun, OS-83049/JHD-09, 70 s.
- Lúðvík S. Georgsson 1984: Resistivity and temperature distribution of the outer Reykjanes Peninsula, Southwest-Iceland. *54 Ann. Intern. SEG Meeting: 81-84*.
- Nur, A. 1982: The origin of tensile fracture lineaments. *Journal of Structural Geology*, vol.4: 31-40.
- Ómar Sigurðsson ofl. 1988: *Kjarnar úr holu NJ-17*. Orkustofnun, OS-88010/JHD-05-B. Unnið fyrir Hitaveitu Reykjavíkur. 33 s.
- Sigmundur Einarsson og Haukur Jóhannesson 1989: *Aldur Arnarseturshrauns á Reykjaneskaga*. Fjölrit Náttúrufræðistofnunar nr.8, 15 s.
- Snorri P. Kjaran, Gísli K. Halldórsson, Sverrir Þórhallsson and Jónas Elíasson 1979: Reservoir engineering aspects of Svartsengi geothermal area. *Geothermal Resources Council Transactions, Vol 3: 337-339*.
- Stefán Arnórsson, Valgarður Stefánsson, Stefán G. Sigurmundsson, Gestur Gíslason og Karl Grönvold 1975: *Rannsókn á jarðhitasvæðinu í Svartsengi*. Orkustofnun, OS-JHD-7541, 55 s.
- Svanur Pálsson, Guðmundur Ingi Haraldsson og Guðmundur Vigfússon 1984: *Eðlismassi og poruhluti bergs*. Orkustofnun, OS-84048/VOD-18 B, 35 s.
- Vatnaskil 1989: Svartsengi. *Reiknilíkan af jarðhitakerfi*. Verkfræðistofan Vatnaskil hf. Orkustofnun, OS-89031/JHD-05. Unnið fyrir Hitaveitu Suðurnesja. 111 s.
- Walker G.P.L. 1960: Zeolite zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts in eastern Iceland. *Journ. Geol.*, vol.68: 515-528.

ENGLISH SUMMARY

This report describes the geological reservoir model of the Svartsengi high-temperature system and its low-temperature surroundings. It is mainly based on interpretation of data on borehole geology of Svartsengi field and neighbouring wells, as well as borehole logging, surface geology, resistivity surveys etc. The accumulative sequence in the bedrock consists of lava series separated by distinct hyaloclastite horizons. Faults and fractures strike mainly NE-SW but NNW-SSE faults are also notable. The latter are mainly found overlying the microseismic zone. Intrusions are found below 800 m depth. They reach up to 100% intensity at 1000-1300 m depth where they lie sub-horizontal. Hydrothermal alteration implies a near equilibrium with present temperature, though perhaps the latter being a little lower. Fluid inclusion data indicate a definite cooling of the geothermal system of about 10-20°C at 800 m depth and about 50°C at 1350 m depth. The melting points of the fluid inclusions show that the hydrothermal system was near fresh water at an early stage but is becoming more saline with time. The alteration of the upper part of the system conforms to that the NNW-SSE faults are major hydrothermal flow structures. Primary pores of the accumulative sequence within the reservoir is mostly filled by deposition below 400 m depth, whereas outside the system the pores are only partially filled down to 1100 m depth. The average porosity at 400-1000 m depth interval is about 18% outside but about 10% inside the Svartsengi reservoir. The main aquifers of the high-temperature system (>400 m) follow NNW-SSE and NE-SW fractures/faults and along intrusion boundaries. The aquifers along the sub-horizontal intrusions at 1000-1300 m depth are believed to provide a good lateral connection throughout the reservoir. Surface fractures and faults strike mostly NE-SW but N-S and NNW-SSE directions are also notable. Active surface manifestations are scarce. Fossil manifestations indicate fracture related hydrothermal flow, and a decline in hydrothermal activity in early postglacial time. The NNW-SSE alignment of the low resistivity area at 400 m and 600 m depth conforms to the conclusions from borehole studies that NNW-SSE tectonic structures are important flow channels of the hydrothermal system.