

**P-03-97**

## **Oskarshamn site investigation**

# **Compilation of petrophysical data from rock samples and in situ gamma-ray spectrometry measurements**

Håkan Mattsson, Hans Thunehed, Carl-Axel Triumf  
GeoVista AB

October 2003

### **Svensk Kärnbränslehantering AB**

Swedish Nuclear Fuel  
and Waste Management Co  
Box 5864

SE-102 40 Stockholm Sweden

Tel 08-459 84 00  
+46 8 459 84 00

Fax 08-661 57 19  
+46 8 661 57 19



## **Oskarshamn site investigation**

# **Compilation of petrophysical data from rock samples and in situ gamma-ray spectrometry measurements**

Håkan Mattsson, Hans Thunehed, Carl-Axel Triumf  
GeoVista AB

October 2003

*Keywords:* magnetic susceptibility, remanent magnetization, anisotropy of magnetic susceptibility, density, porosity, electric resistivity, induced polarization, gamma-ray spectrometry.

This report concerns a study which was conducted for SKB. The conclusions and viewpoints presented in the report are those of the authors and do not necessarily coincide with those of the client.

A pdf version of this document can be downloaded from [www.skb.se](http://www.skb.se)

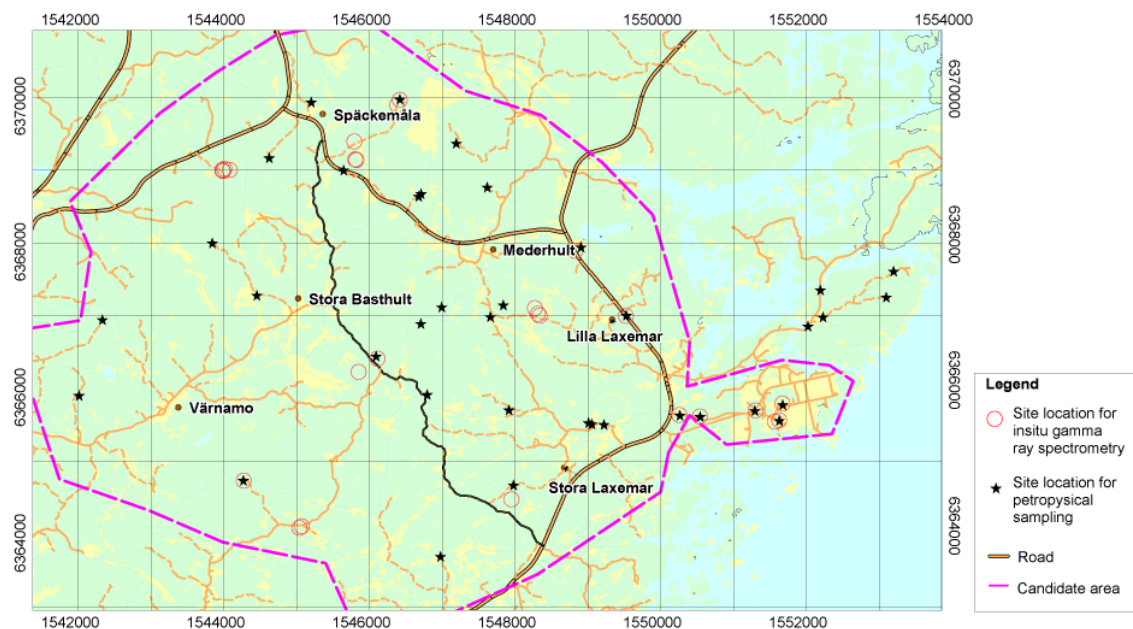
# Contents

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	5
<b>2</b>	<b>Objective and scope</b>	6
<b>3</b>	<b>Methods and data processing</b>	7
3.1	Density and magnetic properties	7
3.2	Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)	8
3.3	Electric resistivity and induced polarization	11
3.4	In situ gamma-ray spectrometry	12
<b>4</b>	<b>Results</b>	13
4.1	Density and magnetic properties	13
4.2	Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)	19
4.3	Electric resistivity, induced polarization and porosity	26
4.4	In situ gamma-ray spectrometry	34
<b>5</b>	<b>Discussion of the results</b>	37
	<b>References</b>	39
<b>Appendix 1</b>	Isaksson H, GeoVista AB. Instruktion för bestämning av strålningsegenskaper och haltbestämning av kalium, uran och torium genom mätning in situ.	41
<b>Appendix 2</b>	Mellander H, Österlund S E och Åkerblom G, 1982. Gammaspektrometri – en metod att bestämma radium- och gammaindex i fält. SGU-rapport BRAP 82072.	43

# 1 Introduction

This document reports the compilation and interpretation of petrophysical data gained during autumn 2002 in connection to the selection of a preferred site for further investigations of the Oskarshamn area. The interpretation of petrophysical data was carried out by GeoVista AB according to the activity plan AP PS 400-02-015 and the method descriptions for measurement of petrophysical properties of rocks, e.g. SKB MD 132.001 and SKB MD 230.001 (SKB internal controlling documents) under the supervision of Leif Stenberg, SKB. The data from rock samples are based on measurements on 178 bedrock samples collected by GeoVista AB at 37 sampling locations /1/. The geographical distribution of the sampling locations is shown in Figure 1-1. Measurements of the magnetic susceptibility, remanent magnetization, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), density, porosity, electric resistivity and induced polarization (IP) were performed at the laboratory of the Division of Applied Geophysics, Luleå University of Technology.

Results of in situ gamma-ray spectrometry measurements at 28 locations are also presented in this report. The geographical distribution of the measuring locations is shown in Figure 1-1. The data were gained during the field control activities during the investigation of the selection of a preferred site /2/ and in connection to the collection of rock samples for petrophysical measurements. The in situ gamma-ray spectrometry measurement program will be completed during the second round of sample collections, which is planned to be carried out at a later stage of the Oskarshamn site investigation.



**Figure 1-1.** Distribution of locations for petrophysical sampling and in-situ gamma ray spectrometry measurements in the area of Oskarshamn site investigation.

## 2 Objective and scope

The general purpose of petrophysical measurements is to gain knowledge of the physical properties of different rock types. These data will mainly be used as supportive information for the interpretation of ground, borehole and airborne geophysical data. The petrophysical data help to correctly identify and interpret anomalies observed in geophysical data caused by e.g. deformation zones, dykes and contacts between rock units.

A specific aim of this compilation and evaluation is to create a first version of a data base of physical characteristics of the main rock types occurring in the area of Oskarshamn site investigation. In order to produce a sample collection representing most of the rock types occurring in the area the selection of sampling locations was performed in co-operation with the geologist Carl-Henric Wahlgren (Geological Survey of Sweden) and by use of the geological map from the feasibility study of Oskarshamn /3/. The number of samples (or measurements) of each rock type are in some cases relatively few. A second collection of samples will be performed in connection to the bedrock mapping of the site investigation area. So called *rock classification diagrams* are presented (see explanation in chapter 3.1) that will provide supportive information to the geologists performing rock classification during the bed rock mapping. Since a majority of the rocks within the site investigation area lack signs of plastic deformation the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is used to create a picture of the geographical distribution of variations in rock texture, preferred mineral orientations indicated by magnetic lineation and foliation.

## 3 Methods and data processing

### 3.1 Density and magnetic properties

Different rock types vary in composition and this leads to variations in their petrophysical properties. The rock density (mass divided by volume) and magnetic properties (susceptibility and remanence) are therefore often used as tools and supportive information when classifying rocks. These properties also constitute input parameters when modeling gravity and ground magnetic data and they are important for the interpretation of airborne magnetic data.

In order to get a better picture of these data and to increase the possibility to compare different data sets and data from different rock types, a few sub-parameters are often calculated from the density, the magnetic susceptibility and the magnetic remanence. Two such sub-parameters are the silicate density and the Q-value (Königsberger ratio). The silicate density /4/ provides an estimation of the rock composition and is calculated by correcting the measured total density for the content of ferromagnetic minerals (e.g. magnetite and pyrrhotite) by use of the magnetic susceptibility. The Q-value /5/ is the quotient between the remanent and induced magnetizations:

$$Q = \frac{M_R}{M_I} = \frac{M_R}{KH} = \frac{M_R \mu_0}{KB}$$

where

$M_R$  = Remanent magnetization intensity (A/m)

$M_I$  = Induced magnetization intensity (A/m)

$K$  = Magnetic susceptibility (dimensionless SI)

$H$  = Magnetic field strength (A/M)

$B$  = Magnetic flux density (T)

$\mu_0$  = Magnetic permeability in vacuum ( $4\pi 10^{-7}$  Vs/Am)

The Q-value thus indicates the contribution of the remanent magnetization to the measured total magnetic flux density and is therefore an important parameter when interpreting and modeling ground and airborne magnetic data. The Q-value is also grain size dependent and indicates what ferromagnetic minerals are present in the rock.

In this investigation so called density-susceptibility rock classification diagrams is used (see for example Figure 4-1). The Y-axis in these diagrams display the magnetic susceptibility on the left hand side and the estimated magnetite content to the right (from /6/). It has been shown that in rocks in which the magnetic susceptibility is primarily governed by magnetite, there is a fairly good correlation between the magnetic susceptibility and the magnetite content /6/. However, the scatter is fairly high so predictions of the volume-percent magnetite in rocks based on the magnetic susceptibility should be used with caution. The silicate density curves are based on equations from /4/ and the average densities of each rock type originate from /7/. The diagram should be read in the way that if a rock samples plots on, or close to, a “rock type curve” it is indicated that the rock should be classified according to the composition of this rock type. Since there is often a partial overlap of the density

distributions of different rock types, there is always a certain degree of uncertainty in the classification. A sample plotting in the middle between, for example, the granite and granodiorite curves should thus be classified as granite to granodiorite.

It must be noted that the rock types used in the rock classification diagram do not conform perfectly to the geology of the area of the Oskarshamn site. There is for example no corresponding rock type curve for quartzmonzonite or monzodiorite, which occurs frequently in the area. This is caused by the lack of high quality average density data for these rock types. We therefore suggest that the rock classification diagrams should be used as indicators of the compositional variation between different rock types (or groups of rocks), and that these diagrams will be used to help identifying possible faulty rock classifications during the bedrock mapping and also to spot geographical variations in rock composition.

## **3.2 Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)**

### **3.2.1 Data processing**

The AMS measurements were performed on four specimens per rock object (site), which produced four data readings per object. The four measurements allow a calculation of mean directions of the principal AMS axes (site mean directions) and corresponding “site mean values” of the degree of anisotropy (P), degree of lineation (L), degree of foliation (F) and ellipsoid shape (T). When calculating the site mean values of the anisotropy parameters the orientation of the ellipsoid of each specimen is taken into account. Vector addition is applied to the three susceptibility axes of the four specimens from the site, which results in a “site mean ellipsoid”. The site mean values of the anisotropy parameters thus give information of the site as a whole and are not just “simple” average values. According to statistical demands /8/ at least six measurements (specimens) are required for estimating uncertainty regions of the calculated mean directions. No such calculations were therefore performed. Instead, the data quality of each site was evaluated by visual inspection and site mean directions based on scattered specimen directions were rejected (about 10% of the data were rejected).

### **3.2.2 The method**

Since the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a fairly new and unknown method the following paragraphs give a brief introduction to the origin and application of AMS. A more complete description of AMS can be found in, for example, /9/.

The magnetic anisotropy of rock forming minerals basically originates from two sources, the grain shape and the crystallographic structure /10/. Magnetite is ferri-magnetic and carries strong shape anisotropy, whereas pyrrhotite and hematite are governed by crystalline anisotropy due to their antiferromagnetic origin. Paramagnetic minerals (e.g. biotite, hornblende) and diamagnetic minerals (e.g. quartz, feldspars) are also carriers of magnetocrystalline anisotropy. The orientation of the anisotropy of magnetic susceptibility coincides with the crystallographic axes for most rock forming minerals, so it is therefore possible to directly transfer “magnetic directions” to “tectonic directions” (foliation and lineation) measured in the field.

Since magnetite carries a very high magnetic susceptibility in comparison to most other rock forming minerals, only a small portion present in a rock tends to dominate the magnetic properties, including the anisotropy. However, for example for “non-magnetic” granites the magnetic anisotropy is mainly governed by biotite and other paramagnetic minerals.

The magnetic susceptibility  $\mathbf{K}$  is generally written as a constant of proportionality between the applied field  $\mathbf{H}$  and the induced magnetization  $\mathbf{M}$ . However, the susceptibility responds differently to different directions of the applied field. It is anisotropic and  $\mathbf{K}$  can not be described by a “single value”, but has to be written as a symmetric  $3 \times 3$  tensor /11/:

$$\begin{bmatrix} M_x \\ M_y \\ M_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \\ H_z \end{bmatrix}$$

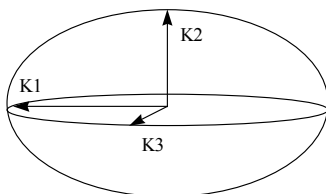
where x, y and z stands for three perpendicular directions in a right handed co-ordinate system. The tensor  $\mathbf{K}$  is termed the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) tensor (on matrix form). It is a symmetric tensor implying that

$$k_{12} = k_{21}; k_{13} = k_{31}; k_{23} = k_{32}$$

By the use of linear algebra it is possible to calculate the eigenvalues and the eigenvectors of  $\mathbf{K}$ . The eigenvectors are termed principal directions ( $\mathbf{p}_1, \mathbf{p}_2, \mathbf{p}_3$ ) and the eigenvalues principal susceptibilities  $K_1$  (or  $K_{\max}$ ),  $K_2$  (or  $K_{\text{int}}$ ), and  $K_3$  (or  $K_{\min}$ ), where  $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ . Graphically the principal susceptibilities can be described by an ellipsoid, with  $K_1$  representing the long axis,  $K_2$  the intermediate and  $K_3$  the short axis (Figure 3-1).

The degree of anisotropy is usually characterized by  $P = K_1/K_3$ . The degree of foliation is  $F = K_2/K_3$  and the degree of lineation is  $L = K_1/K_2$ . The shape of the anisotropy ellipsoid is defined by the shape parameter  $T$ , see below. For  $-1 < T < 0$  the ellipsoid is prolate (cigar-shaped) and for  $0 < T < 1$  the ellipsoid is oblate (disc-shaped). If  $T = 0$  the ellipsoid is neutral.

$$T = \frac{2 \ln K_2 - \ln K_1 - \ln K_3}{\ln K_1 - \ln K_3}$$



**Figure 3-1.** The anisotropy ellipsoid.  $K_1$  = maximum axis,  $K_2$  = intermediate axis,  $K_3$  = minimum axis.



The magnetic susceptibility indicates the volumetric content and type of magnetic minerals in a rock. For primary low-magnetic granitoids in which the susceptibility is carried primarily by iron-bearing silicates (biotite and hornblende), the susceptibility is proportional to the iron content and can be used as a petrographic index /12/. If different rock types vary in mineralogy they may be identified by means of variations in their magnetic susceptibility. However, when dealing with altered or deformed rock types containing ferromagnetic minerals (e.g. magnetite, hematite or pyrrhotite) the link between the susceptibility and petrography is complex. Brittle deformation of rocks causes fracturing and in the vicinity of the fractures magnetite oxidizes to hematite, which decreases the magnetic susceptibility giving rise to low magnetic zones. Also plastic deformation affects the magnetic mineralogy but the result is more complex since the deformation may lead to a destruction of magnetite, but flowing of hydrothermal fluids may lead to a creation, recrystallization, of magnetite as well.

An unaltered rock carries a primary AMS fabric that corresponds to the rock type, its mineral composition and the environment in which it was created. Sedimentary rocks generally show an oblate shaped AMS ellipsoid orientated parallel to the bedding plane, thus with the minimum principal susceptibility axis orthogonal to the bedding. A lineation can be developed if the grains were deposited in a slope or in streaming water /9/, otherwise the K1 and K2 axes form a girdle pattern. AMS is a well-known indicator of the direction of magma flow in basic dykes and the method has been used in several studies to define flow fabrics, for example /13/, /14/ and /15/. Basic sills and dikes and basaltic lava flows usually carry a degree of AMS of less than 10% and the fabric of subhorizontal sills reminds of that of sedimentary rocks. AMS has been applied to many granite plutons for kinematic reconstruction of their emplacement, for example /16/ and /17/. A primary magnetic fabric can generally be related to the shape of the intrusion /9/ and preferred orientations of feldspars (known as geological magma flow indicators) tend to be parallel to the magnetic foliation plane /18/. If the magnetic foliation of a granite pluton is parallel to a regional foliation, the pattern may be due to large scale deformation.

The deformation of a rock produces strain that imposes a secondary magnetic fabric. A brittle deformation basically gives rise to rigid grain rotation and fracturing whereas a plastic deformation mainly causes changes of the grain shape that result in a tectonic foliation and lineation. Therefore, plastic deformation must be considered as the main producer of secondary magnetic fabrics. However, /19/ reported deformational AMS structures in two monzonite plutons that lack visible tectonic structures. From the general theory of magnetic anisotropy small changes of the distances between atoms can be seen, ions or crystal lattices are enough to change the anisotropy and therefore the magnetic susceptibility can be more sensitive to minor deformations that are not visible by the eye.

Attempts to connect the degree of anisotropy to the degree of strain are reported by for example /9/, /19/, /20/ and /21/. Examples of good correlation have been found over a limited range of strain, but there are large problems to overcome, such as growth or recrystallisation of minerals. Also, measurements of the AMS reflect the properties of an entire rock and not just a specific grain fraction. In general, if the primary rock fabric is determined by AMS, if the degree of deformation is low and if there is no recrystallisation of minerals, it should be possible to determine the amount of strain by use of the AMS. These criteria are however not easily satisfied.

### 3.3 Electric resistivity and induced polarization

#### 3.3.1 Electric resistivity

The contrast in resistivity ( $\rho$ ) between silicate minerals and more conducting media like water or sulphides/graphite is extremely high. The bulk resistivity of a rock is therefore more or less independent of the type of silicate minerals that it contains. Electric conduction will be almost purely electrolytic if the rock is not mineralised. Archie's law /22/ is frequently used to calculate the conductivity ( $1/\rho$ ) of sedimentary rocks.

$$\sigma = a \cdot \sigma_w \cdot \phi^m \cdot s^n$$

where

$\sigma$  = bulk conductivity (=1/ $\rho$ , S/m)

$\sigma_w$  = pore water conductivity (S/m)

$\phi$  = volume fraction of pore space

$s$  = fraction of pore space that is water saturated

$a, m, n$  = dimensionless numbers,  $m \approx 1.5$  to  $2.2$

Archie's law has proved to work well for rocks with a porosity of a few percent or more. Old crystalline rocks usually have a porosity of 0.1 to 2% and sometimes even less. With such low porosity the interaction between the electrolyte and the solid minerals becomes relevant. Some solids, especially clay minerals, have a capacity to adsorb ions and retain them in an exchangeable state /23/. This property makes clays electrically conductive but the same property can be found for most minerals to some degree. This effect, called surface conductivity, can be accounted for by the parameter  $a$  in Archie's law. Surface conductivity will be greatly reduced if the pore water is saline. The amount of surface conductivity is dependent upon the grain size and texture of the rock. Fine grained and/or mica-rich, foliated rocks are expected to have a large relative portion of thin membrane pore spaces that contribute to surface conductivity.

The electric resistivity is in reality not a simple scalar. Most rocks show electric anisotropy and the resistivity is thus a tensor. On a micro-scale the anisotropy is caused by a preferred direction of pore spaces and micro fractures.

#### 3.3.2 Induced polarization

The induced polarization (IP) effect can be caused by different mechanisms of which two are the most important. When the electric current passes through an interface between electronic and electrolytic conduction there is an accumulation of charges at the interface due to the kinetics of the electrochemical processes involved. Such situations will occur at the surface of sulphide, oxide or graphite grains in a rock matrix with water filled pores. The second mechanism is related to electric conduction through thin membrane pore spaces. In this case an accumulation of charges will occur at the beginning and end of the membrane. The membrane polarisation is thus closely related to the surface conduction effect mentioned above for electric resistivity. Fine grained and/or mica rich, foliated rocks are therefore expected to show membrane polarisation. Also, the membrane polarisation is greatly reduced in saline water in the same way as surface conductivity.

### 3.3.3 Data processing

A correction for drift caused by drying of the sample during measurements is done automatically by the instrumentation software by comparing the harmonics of low frequency measurements with the base frequency result of the next higher frequency.

The resistivity data were compared with the measured porosity in order to make a fit in accordance to Archie's law. It should however be noted that the porosity measurements in this study were performed on all samples of a rock type from a site assembled together, whereas the electric properties were measured on one sample only. This will introduce some uncertainty in the fit to Archie's law.

Estimates of the contribution of surface conductivity to the overall bulk conductivity of the samples were estimated in two ways. Assuming a reasonable value of the parameter  $m$  in Archie's law and using the known values of  $\sigma$ ,  $\sigma_w$  and  $\phi$ , an apparent value of the parameter  $a$  was calculated. High values will correspond to a large contribution from surface conductivity and vice versa. Also, the ratio of the resistivity of a sample in fresh water to the resistivity in saline water was calculated. Low values correspond to a large contribution of surface conductivity in fresh water measurements.

## 3.4 In situ gamma-ray spectrometry

The measurements of the natural gamma-radiation were in general carried out following the instructions in Appendices 1 and 2. There is no formal SKB method description for measuring gamma spectrometry on outcrops. However, the instructions in Appendix 1 together with a previous, comprehensive report on the matter, Appendix 2, are judged to provide an adequate method description for in situ gamma-ray spectrometry.

Two different instruments, Exploranium GR130 BGO (version 4.15G serie# 1099) and Exploranium GR320 (enviSpec serie# EXP06 2012/1803, sensor mod GPS-21 serie# 1803), were used for the measurements.

Each measurement object, location identity (idcode) and rock order number (rock\_no), were normally measured on one to three different spots. Each reading was 300 s (Exploranium GR130) and 240 s (Exploranium GR320). The readings of equivalent concentration of K, U and Th were noted together with the number of counts for each element. The total number of counts was also noted.

## 4 Results

The sampling covers 7 different groups of rock types (Table 4-1). The classification of the rock type at each object was done in accordance to the existing bedrock map /24/ and with information from the feasibility study /3/, and under supervision of the geologist Carl-Henric Wahlgren (Geological Survey of Sweden).

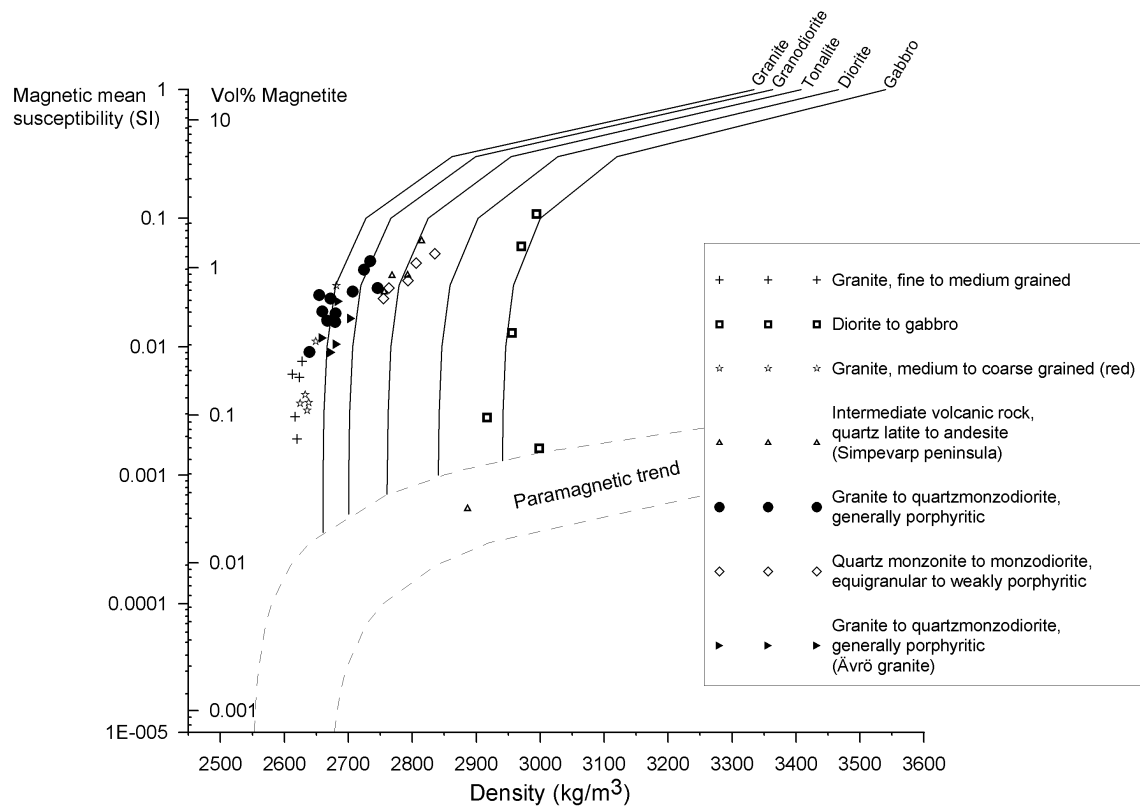
**Table 4-1. Rock types sampled for petrophysical measurements. The rock type names follow the updated nomenclature /24/ and are not exactly the same as used in the feasibility study /3/. The rocks sampled on Ävrö belong to the same group of the granite to quartz monzodiorite which occur generally in the whole area.**

Rock type*	Number of sampling locations
Granite to quartz monzodiorite, generally porphyritic (Ävrö granite)	5
Intermediate volcanic rock (quartz latite to andesite), Simpevarp peninsula	5
Granite to quartz monzodiorite, generally porphyritic	11
Quartz monzonite to monzodiorite, equigranular to weakly porphyritic	5
Granite, fine to medium grained, dyke (red)	5
Granite, medium to coarse grained (red)	7
Diorite to gabbro	5

\* The rock classification may be changed at some of the sampling locations as a result of the detailed bedrock mapping of the area.

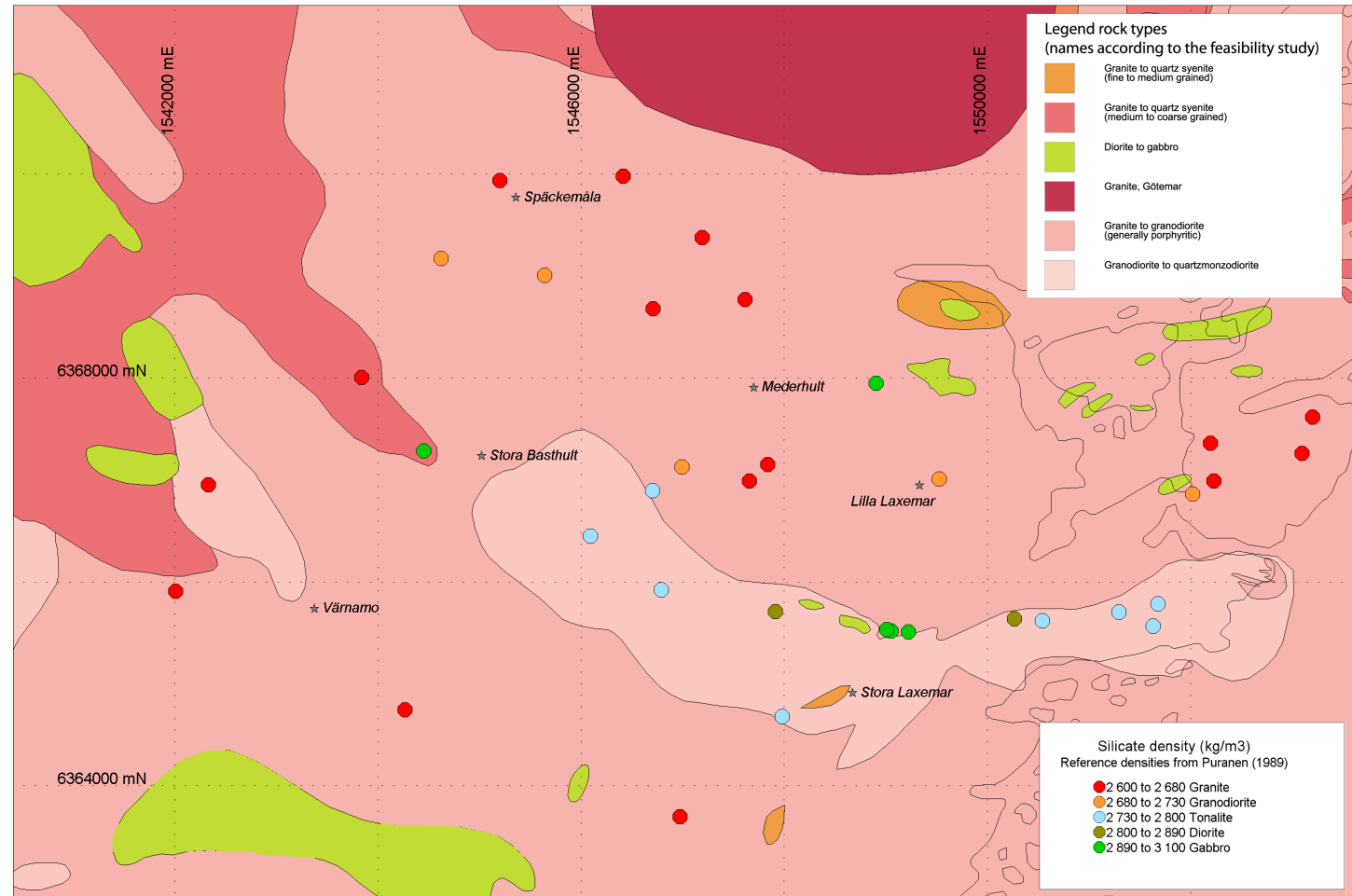
### 4.1 Density and magnetic properties

The rock type classification diagram in Figure 4-1 shows the distribution of the magnetic susceptibility versus density for each group of rock type. This “geophysical” rock classification correlates very well with the “geological” classification for a majority of the samples. Both groups of granites fall at, or close to, the granite curve. The granite to quartzmonzodiorite samples from the Ävrö island classify as a composition corresponding to granite to granodiorite, which is the same also for the granite to quartzmonzodiorite rock from the main land. The quartzmonzonite to monzodiorite and the intermediate volcanic rocks both classify as a rock with a composition corresponding to tonalite (or quartz diorite), and note that these two rock types can not be separated from each other on basis of their susceptibility-density properties. All five diorite to gabbro rock samples fall close to the gabbro classification curve. The data from one sample location of the intermediate volcanic rock group (PSM002091) deviates significantly from the rest of the group, with a high density and a low magnetic susceptibility. A visual inspection of the drill cores shows that the rock at this site has a relatively higher content of dark minerals than the rocks at the other four locations, which could indicate a more mafic composition resulting in a higher density. How to explain the low magnetic susceptibility is, however, not fully understood. This site location should be reexamined by a geologist.

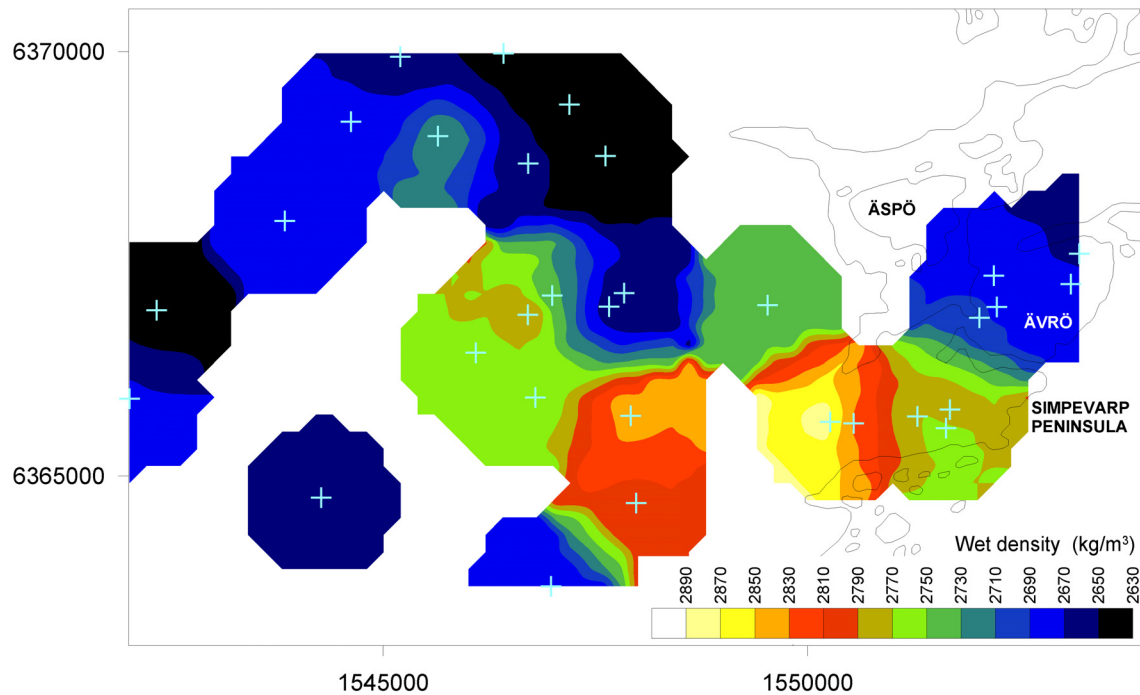


**Figure 4-1.** Density-susceptibility rock classification diagram. See the text for explanation.

The geographical distribution of calculated silicate densities (granite dykes excluded), and the corresponding rock classification, is shown in Figure 4-2. The data is plotted with the existing bedrock map /24/ as background and the rock type legend from the feasibility study /3/. In spite of the relatively few data points there is a fair agreement between the geological map and the silicate density rock classification. Most rocks in the candidate area classify as rocks with a composition corresponding to granite or granodiorite. Within the quartzmonzonite to monzodiorite and the intermediate volcanic rock in the Simpevarp peninsula (both termed granodiorite to quartzmonzodiorite in the geological map) the silicate densities indicate rock types with compositions corresponding to tonalite or diorite rocks.



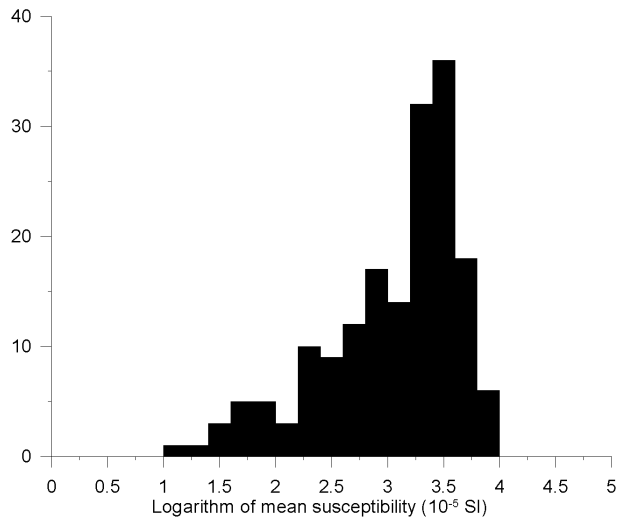
**Figure 4-2.** Silicate density and corresponding rock classification for the main rock types in the area of Oskarshamn site investigation. The data is plotted with the existing bedrock map (slightly simplified) /24/ as background and the rock type legend from the feasibility study /3/. See the text for explanation.



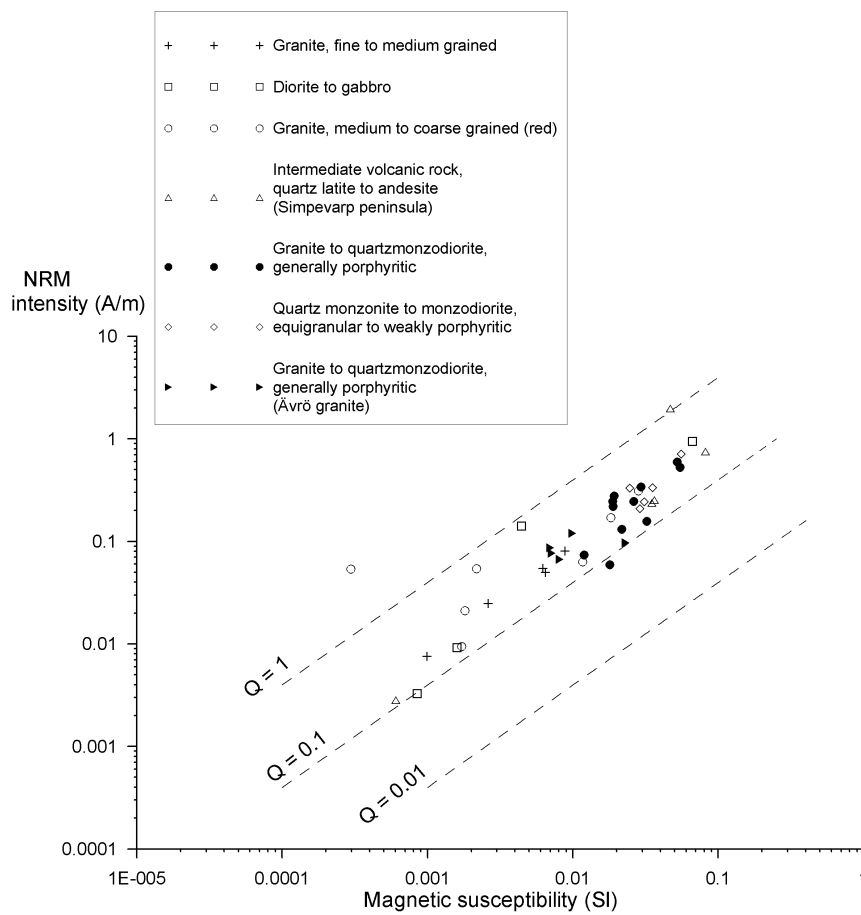
**Figure 4-3.** Contour plot of wet densities of main rock types (aplite dykes and gabbro rocks excluded) in the area of Oskarshamn site investigation. The blue crosses denote sample locations.

A contour plot in Figure 4-3 shows the geographical variations in wet densities of the main rock types. Aplite dykes and mafic rocks are excluded to avoid unbalanced anomaly distributions. The interpolation was performed by use of the inverse-distance-to-the-power-of-two-method, search radius of 1 km. The relatively few data points make this kind of processing sensitive to anomalous data points and detailed anomalies must be ignored. The data indicates a rather homogenous pattern of low densities in the northern part of the candidate area and in the Ävrö island. The quartzmonzonite to monzodiorite rocks and the intermediate volcanic rocks in the Simpevarp peninsula come out as fairly well defined positive anomalies. Note the indication of the concentration of higher densities just west of the Simpevarp peninsula.

The magnetic susceptibility approximately varies between 0.0001 SI and 0.100 SI, with a geometric mean of 0.011 SI (Figure 4-4). A majority of the specimen susceptibilities cluster in the range of 0.01 SI to 0.1 SI, which indicates that the induced magnetization of a majority of the sampled rocks is dominated by ferromagnetic minerals, most likely magnetite. Natural remanent magnetization (NRM) intensities are fairly high, averaging at c 250 mA/m, and Q-values lay in the range of  $Q = 0.08$  to  $Q = 4.50$ , with an average of  $Q_{\text{average}} = 0.37$  (Figure 4-5). This indicates that magnetite governs the remanent magnetization. The fairly well defined grouping of the data in Figure 4-5 indicates that the magnetic mineralogy is proportionately equivalent for most rock types. The only outstanding outlier is the medium to coarse grained red granite at location PSM002111 with a  $Q = 4.50$  and low susceptibility, which could indicate a different magnetic mineralogy of the rock at that location (possibly influenced by hematite) compared to the rocks at the other sample locations. The rock at the sample location PSM002091 (intermediate volcanic rock) that differed significantly from its group in the density susceptibility rock classification diagram (Figure 4-1) has a Q-value within the same range as the other rocks in that group.



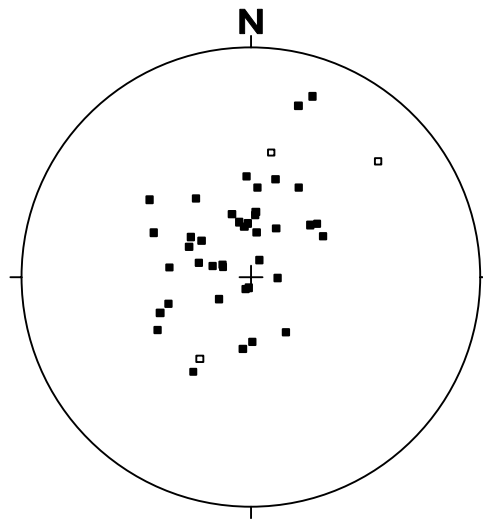
**Figure 4-4.** Histogram of the mean susceptibility of individual specimens.



**Figure 4-5.** Natural remanent magnetization (NRM) intensity versus magnetic susceptibility.



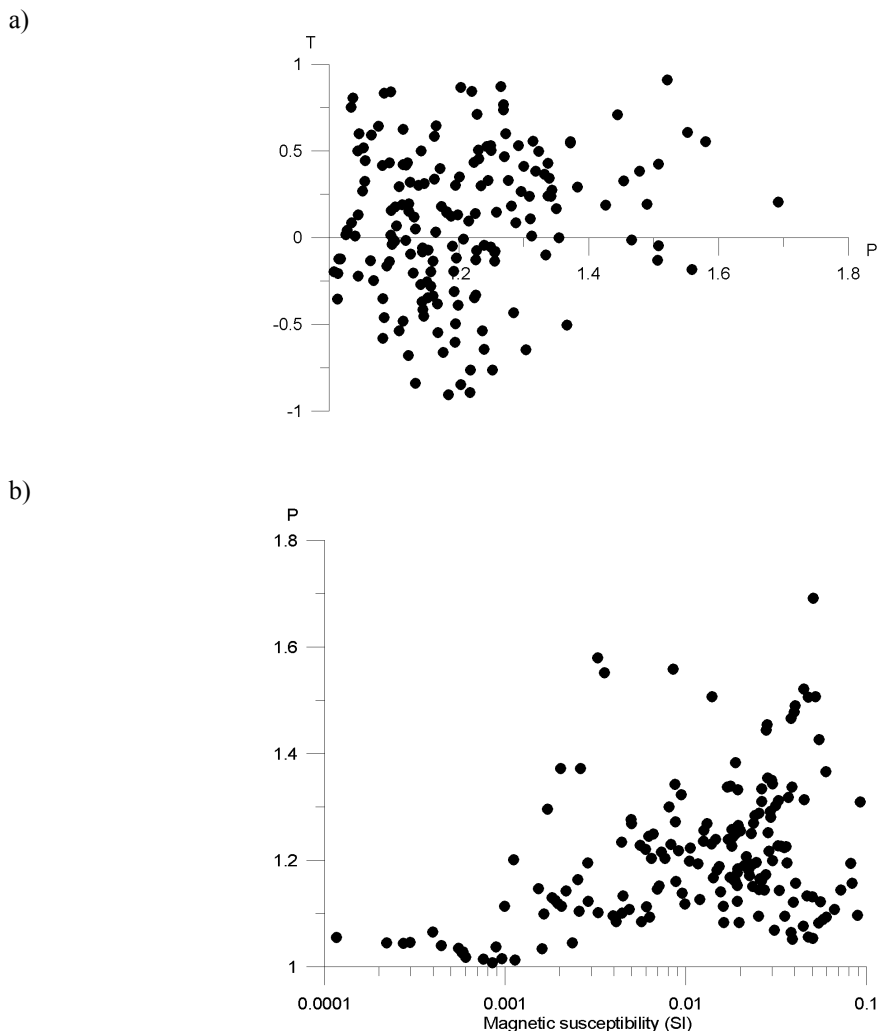
The directions of the NRM (Natural Remanent Magnetization) scatter in declination and vary from moderate to steep inclinations (Figure 4-6). The mean direction of decl. =  $327^\circ$  and incl =  $78^\circ$  is fairly close to the direction of the present earth magnetic field. Three samples have negative inclination which means that the remanence vector points upwards; these are all granite to quartz monzodiorite rocks from the locations PSM002104, PSM002123 and PSM002124 situated along the southern boundary of the candidate area. The Q-values of these rock samples are  $Q = 0.36$  (PSM002104),  $Q = 0.08$  (PSM002123) and  $Q = 0.15$  (PSM002124). The upward direction of the remanence vector counteracts the induction part of the total magnetic field (measured in the aeromagnetic helicopter measurements) and if large parts of the bedrock in this area carries upward directed remanence directions, there is risk of distorted anomaly patterns in the aeromagnetic data, which may cause misinterpretations of the area of distribution of rock units and falsely interpreted locations of rock contacts.



**Figure 4-6.** Equal area projection plot showing natural remanent magnetization (NRM) directions of the rocks within the Simpevarp candidate area. Open symbols denote negative inclination of the remanence vector.

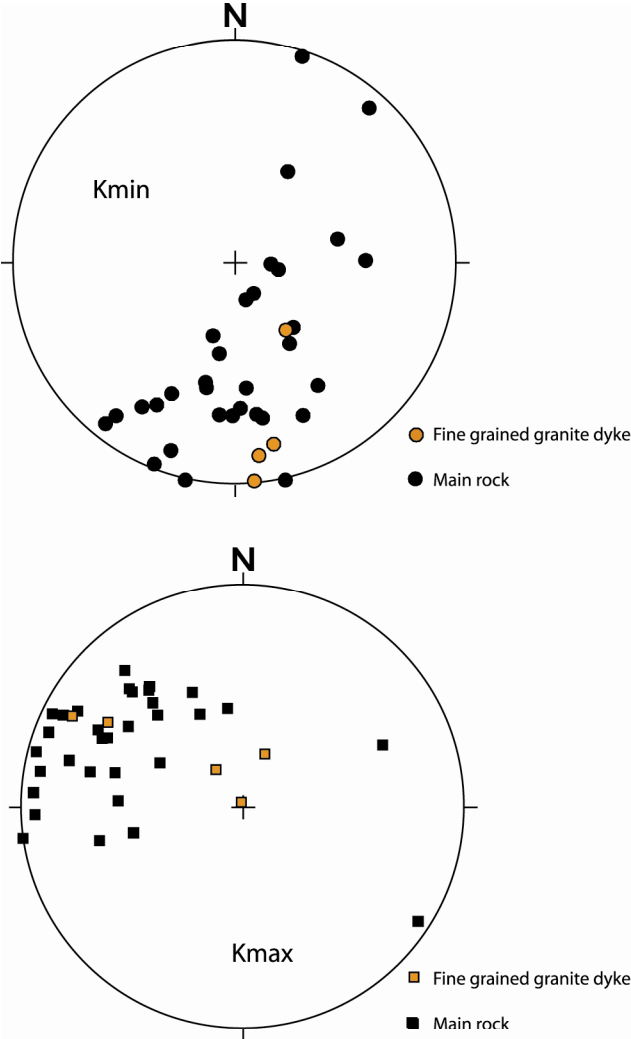
## 4.2 Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)

On basis of the data shown in Figure 4-4 and Figure 4-5, it is likely assume that magnetite governs the magnetic properties of a majority of the rocks in the Simpevarp area. This implies that the anisotropy of magnetic susceptibility is governed by the grain shape and orientation of the magnetite grains. The AMS-ellipsoids show a continuous variation in shapes from strongly prolate (“cigar-shape”) to strongly oblate (“disc-shape”) and degrees of anisotropy are below 1.4 for most samples (Figure 4-7). The degree of anisotropy of unaltered magnetite is ca.  $P = 1.2$  /9/ so from the P-values is Figure 4-7a it seems clear that there is also a strong paramagnetic component (for example hornblende and biotite) contributing to the AMS as well. There is no correlation between the degree of anisotropy and the magnetic susceptibility (Figure 4-7b), which indicates that the degree of magnetic anisotropy is independent of the concentration of magnetite.



**Figure 4-7.** Anisotropy of magnetic susceptibility parameters for individual specimens from all sampling locations, a) Shape parameter versus degree of anisotropy and b) Degree of anisotropy versus mean susceptibility.

The AMS data are very consistent and principal axis orientations clearly indicate significant clustering, in spite of the fact that a vast majority of the sampled rocks appear to be of primary origin and lack visible tectonic fabrics (Figure 4-8). The poles to the foliation (Kmin) tend to form a girdle distribution, though a majority of the Kmin-directions cluster in the south to south-south-west direction with moderate to sub horizontal dips implying that most foliation planes strike ca. westward with steep dips, and some strike southwestward with shallow dips. The magnetic lineations (Kmax, maximum strain) cluster in the north-west direction with moderate to sub horizontal dips. The strike directions of the magnetic foliation planes of the fine grained granite dykes do not deviate significantly from the general foliation pattern but their lineations clearly dip steeper.

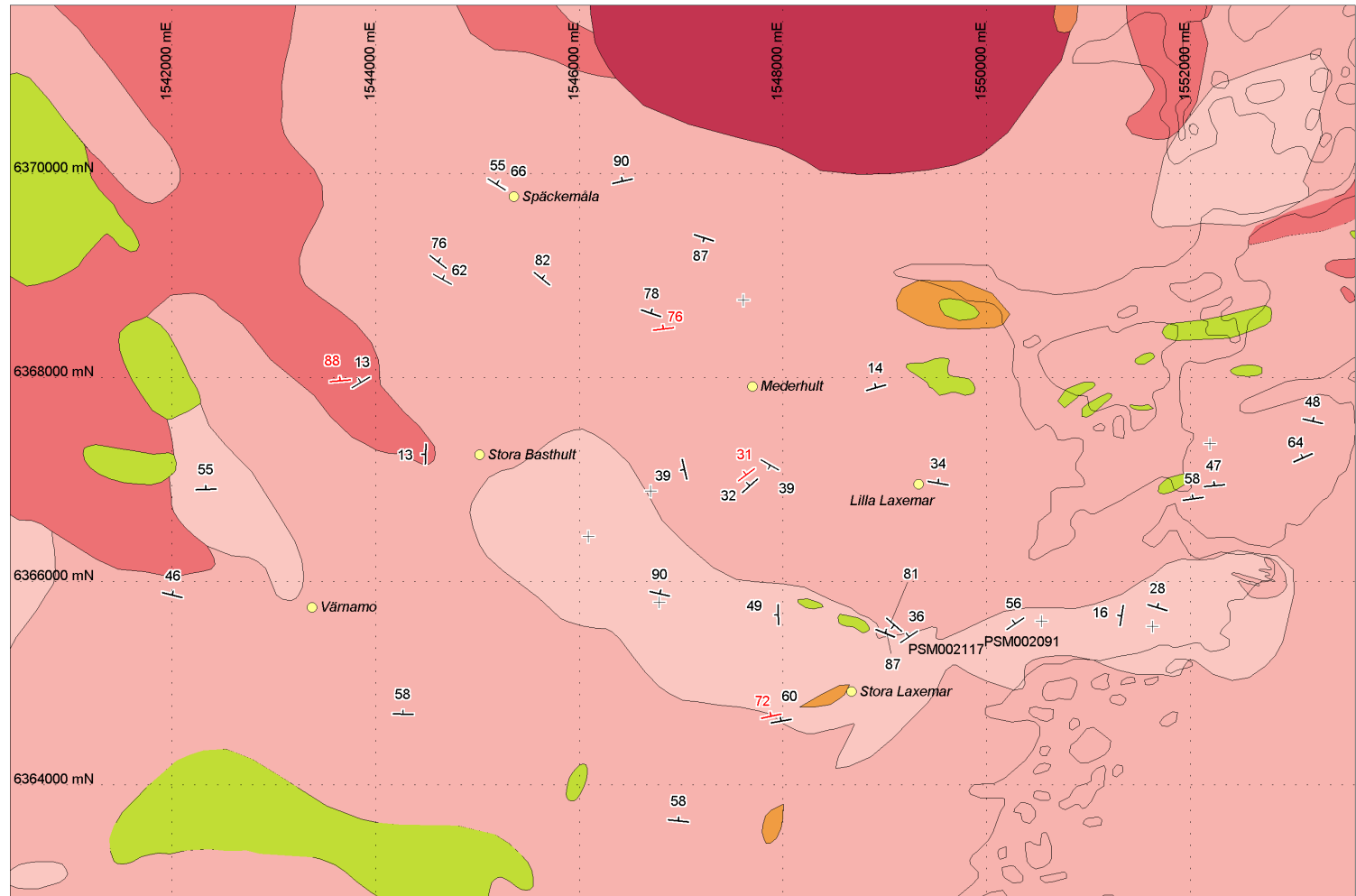


**Figure 4-8.** Equal area projection plots of minimum (poles to foliation) and maximum (lineation) site mean anisotropy axes for the rocks in the Simpevarp site investigation area.

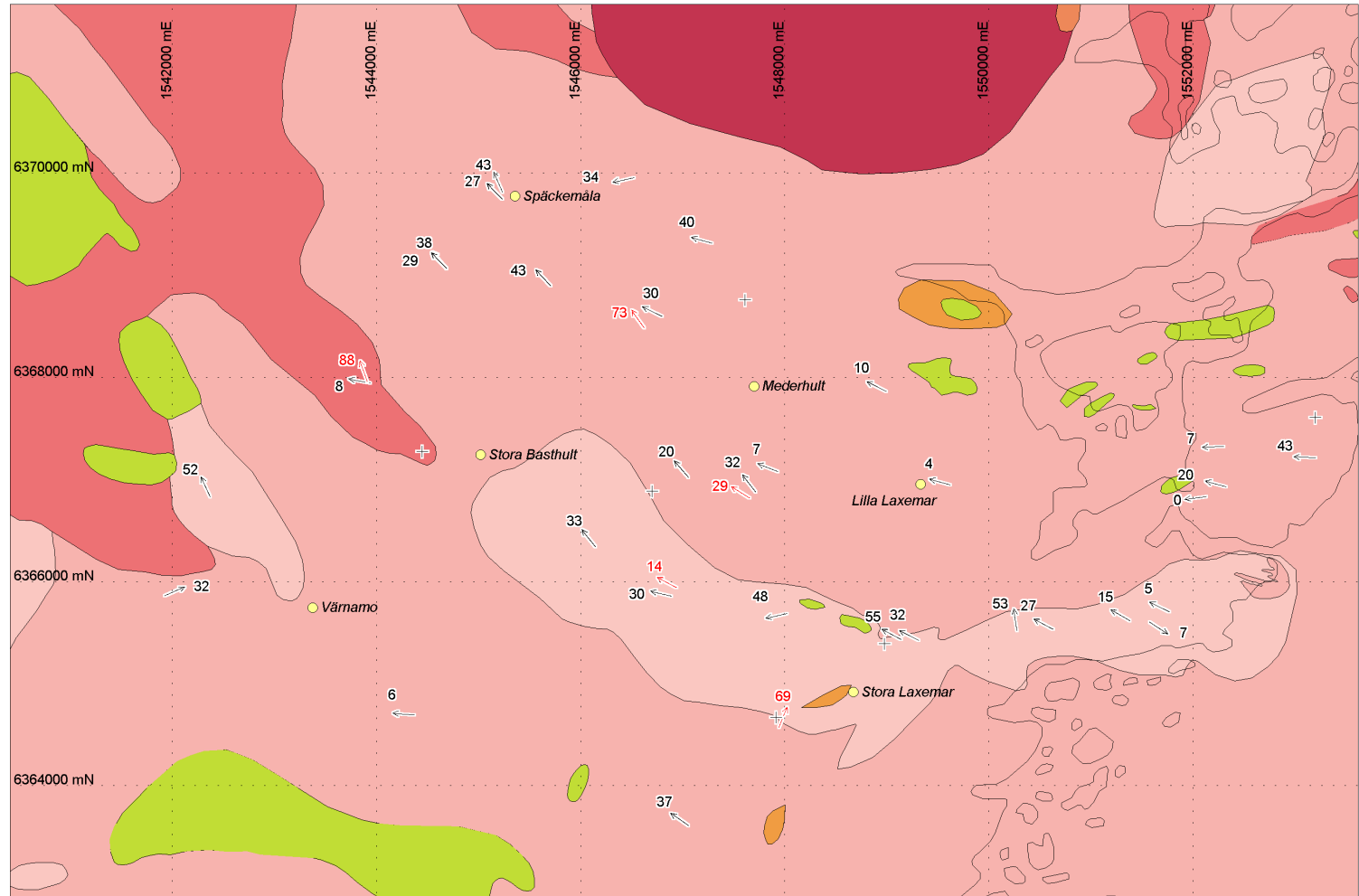
In Figure 4-9 below the geographical distribution of the orientation and dip of the magnetic foliation planes is shown. In general the strike of the foliation planes follow the east-west to east-southeast – west-northwest orientation of the major lithological boundaries. This indicates that most rocks carry a primary magnetic fabric related to the stress field that prevailed during the emplacement of these rocks. The sampling location PSM002017 represents a diorite to gabbro rock situated only a few hundred meters west of the northeast-southwest oriented so called Äspö shear zone. The rock carries a magnetic foliation that is parallel to the strike of the shear zone, which indicates that it may have been affected by the deformation (Figure 4-9). The rocks of the two sampling locations situated closely to the west of PSM002017 have foliation planes with significantly different orientations, possibly indicating that those rocks are unaffected by the deformation. The orientation of the magnetic foliation of the rock at PSM002091, situated to the east of the Äspö shear zone, is also parallel to the strike of the shear zone. This sampling location lay close to a lineament (probable deformation zone) that is sub parallel to the Äspö zone /3/. The fine grained granite dykes (red symbols in Figure 4-9) essentially have similar orientations of the magnetic foliation planes as their host rocks. The magnetic lineation (maximum strain) directions show very consistent northwestward orientations at the Simpevarp peninsula and in the central and western part of the site investigation area (Figure 4-10). Dips are generally moderate to shallow. In the Ävrö island the pattern is slightly different, displaying westward oriented lineation directions and dips varying from 0° to 43°.

The site mean degree of anisotropy is moderate to low for a majority of the rocks at the investigated sampling locations (Figure 4-11). Only at two locations, PSM002098 and PSM002113, the anisotropy degree exceeds 1.4. At the location PSM002117 (diorite to gabbro rock), situated close to the Äspö shear zone, the degree of anisotropy is significantly higher than for the other four sampled gabbro rocks, which again indicates that the rock at this location may have been affected by the deformation zone.

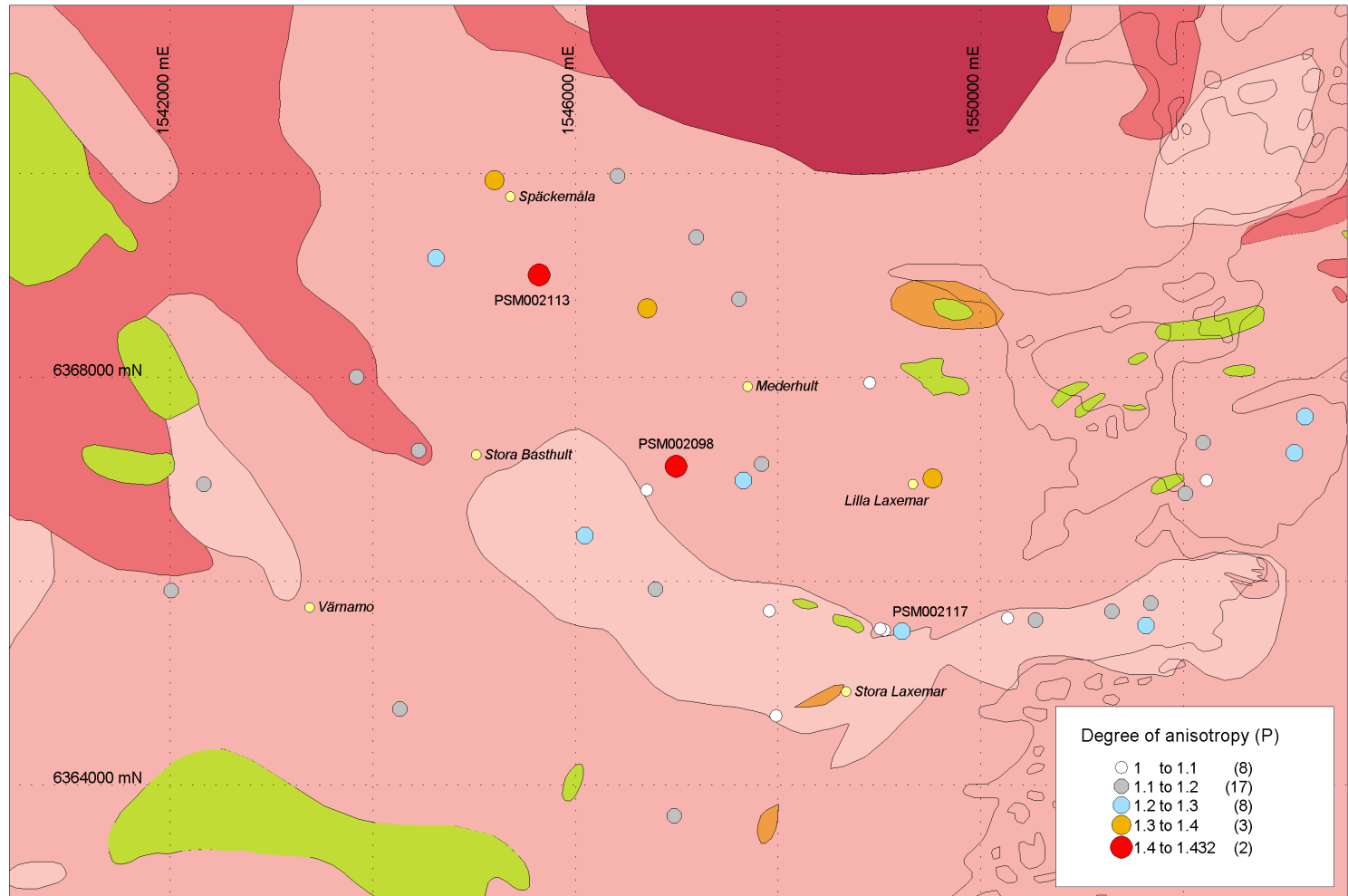
Variations in shape of the AMS ellipsoids seem to be related to the different lithologies (Figure 4-12). Granite to quartzmonzodiorite rocks generally have oblate (disc) shaped ellipsoids, whereas the quartzmonzonite to monzodiorite rocks and the intermediate volcanic rocks are dominated by prolate (cigar) shaped ellipsoids. This most likely reflects differences in magnetic mineralogy between the rock types (a higher content of hornblende in the quartzmonzonite to monzodiorite), or possibly, but less probable, that the granite to quartzmonzodiorite rocks were emplaced under different tectonic conditions than the quartzmonzonite to monzodiorite rocks.



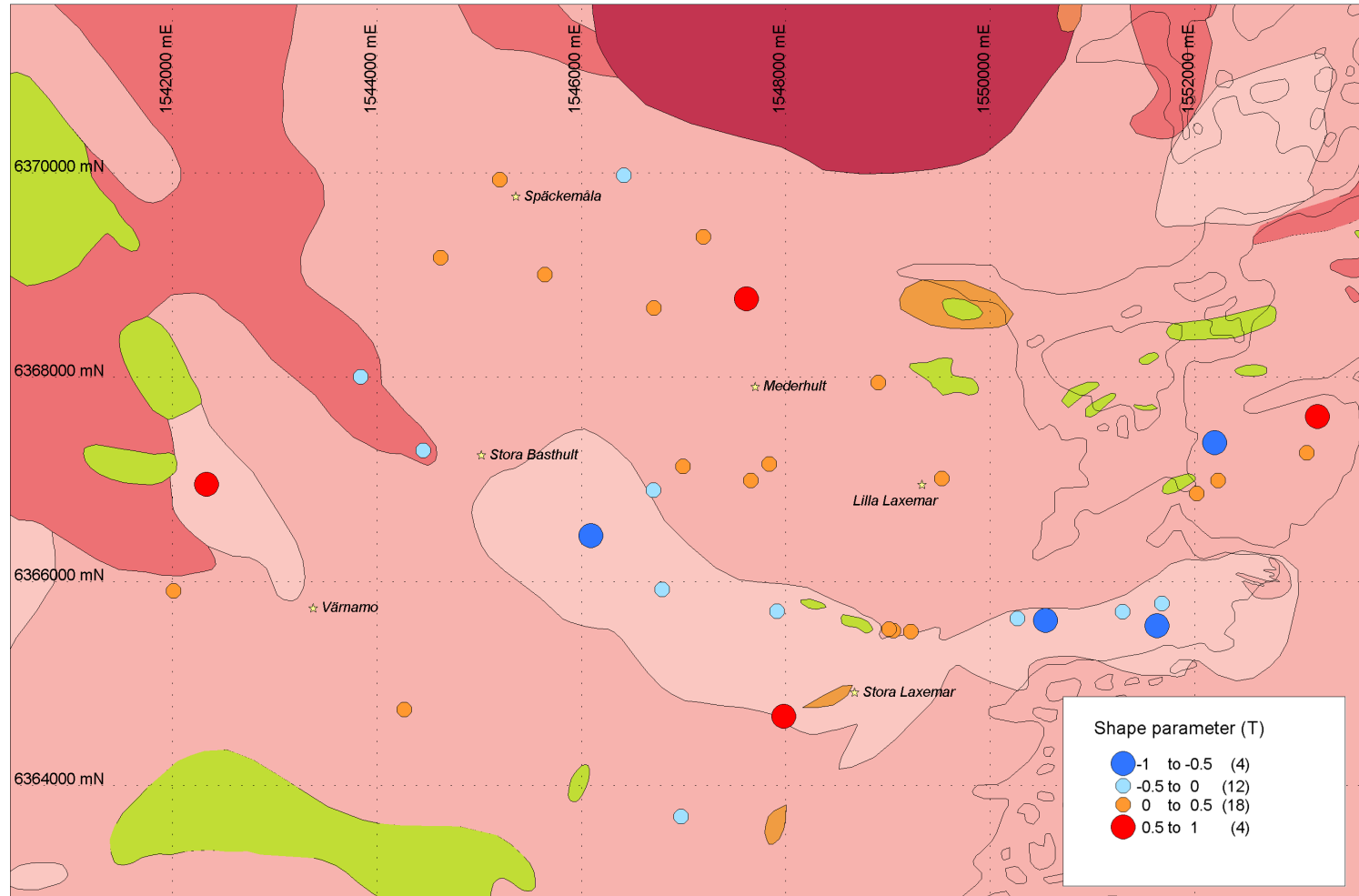
**Figure 4-9.** Strike and dip of magnetic foliation planes (mean values) in the Simpevarp site investigation area. The location of sites for determination of AMS is shown in Figure 1-1. Black symbols denote main rocks and red symbols denote fine grained granite dykes. The crosses denote sampling location where no mean direction could be established. The same rock type legend as in Figure 4-2.



**Figure 4-10.** Orientation and dip of magnetic lineations (mean values) in the Simpevarp site investigation area. Black symbols denote main rocks and red symbols denote fine grained granite dykes. The crosses denote sampling location where no mean direction could be established. The same rock type legend as in Figure 4-2.



**Figure 4-11.** Geographical distribution of the degree of anisotropy (mean values) for the main rocks in the Simpevarp area. The same rock type legend as in Figure 4-2.



**Figure 4-12.** Geographical distribution of the shape parameter (mean values) for the main rocks in the Simpevarp area.  $T < 0 \Rightarrow$  prolate ellipsoid (cigar shape),  $T > 0 \Rightarrow$  oblate ellipsoid (disc shape). The same rock type legend as in Figure 4-2.



## **4.3 Electric resistivity, induced polarization and porosity**

### **4.3.1 Porosity**

The distribution of measured porosities can be seen in the histograms in Figure 4-13. The range of porosities is rather narrow. All samples have porosity between 0.2 and 0.8%. This can be regarded as quite normal values for crystalline rocks of Proterozoic age. Although the porosity ranges of the rock types overlap and the number of samples is small, some differences can be noted. All granitoid rock types have porosities varying from 0.4% to 0.8%. The mafic intrusive rocks and the metavolcanites from the Simpevarp peninsula, on the other hand, have significantly lower porosities ranging from 0.1% to 0.5%.

### **4.3.2 Electric resistivity and induced polarization properties**

The spatial dependence of electrical properties and the properties of different rock types have been analyzed.

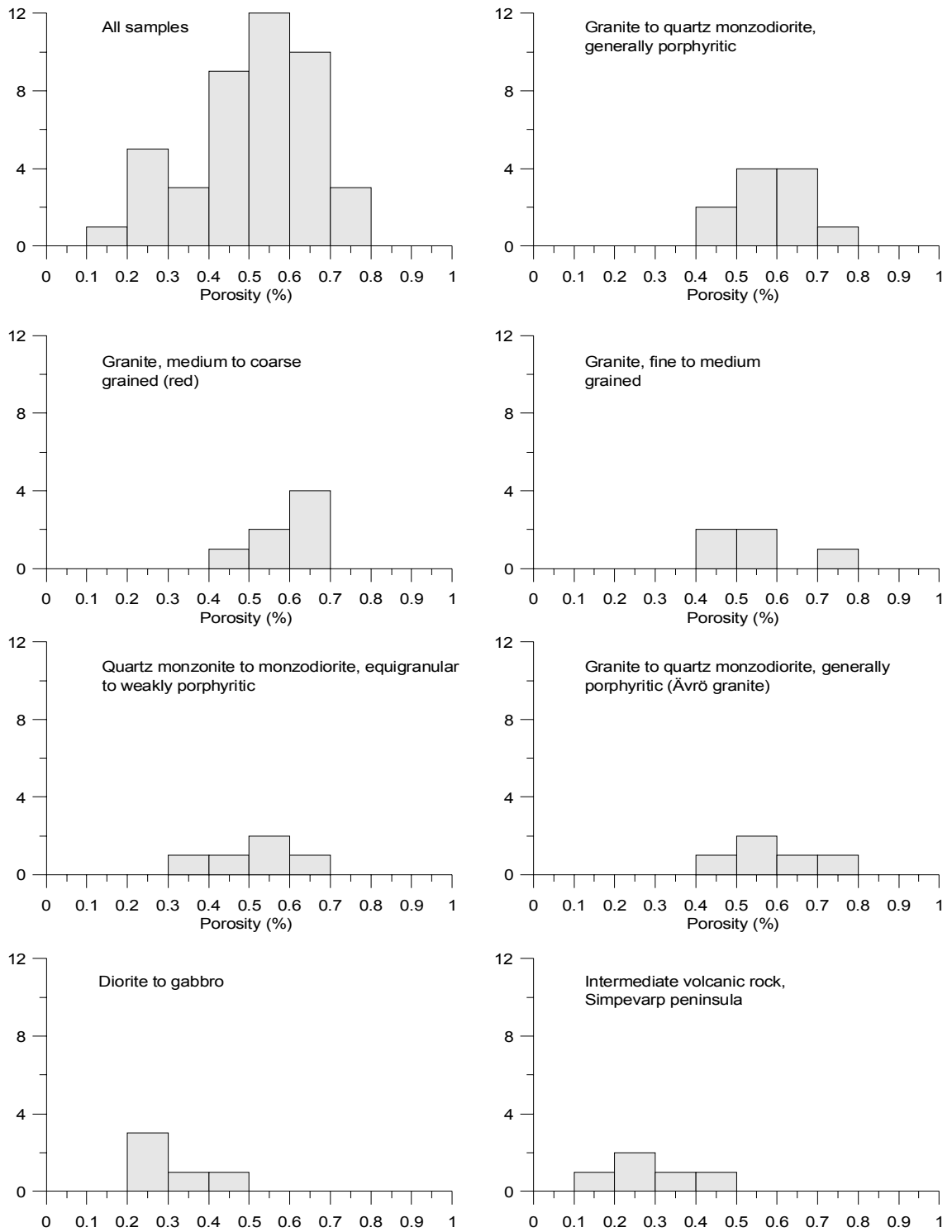
The IP effect as a function of resistivity in fresh water can be seen in Figure 4-14. With a few exceptions the samples have resistivities from 7000 to 30000  $\Omega\text{m}$  and IP-values from 4 to 20 mrad. Both ranges can be considered to be quite normal for non-mineralized crystalline rocks. No correlation can be seen between the two parameters.

The ranges of resistivity and IP values overlap for the different rock types. Still, some differences can be seen although conclusions are difficult to draw due to the rather small number of samples. High resistivities have mainly been measured on samples of metavolcanic rocks. This is probably due to the generally lower porosities of this rock types compared to the different granitoid types. Slightly higher IP values have been measured on the metavolcanic rocks and on the “quartz monzonite to monzodiorite” compared to the other groups. The differences are however rather small.

Maps showing the resistivity and IP values of the samples can be seen in Figures 4-15 and 4-16. Contour lines have been interpolated with inverse distance weighting within a search radius of 1200 metres. Samples of metavolcanic rocks and mafic intrusive rock were not included in the interpolation to avoid too much mixing of spatial patterns with rock type differences. Petrophysical data cannot really be interpolated in this way but the contour lines were included to make patterns in the data recognizable.

The samples from an area in the central part of the map seem to have slightly lower resistivity than the rest of the samples. The area roughly coincides with an anomaly seen in aeromagnetic data but this might be a coincidence since the number of samples is quite small. The rest of the area show fairly uniform resistivity values.

The IP data show a different spatial pattern. The granite to quartzmonzodiorite samples directly west of the Simpevarp peninsula have higher IP values than the samples from the westernmost part of the area and from Ävrö. However, also this pattern is based on a quite small number of samples.



**Figure 4-13.** Histograms showing distribution of measured porosities for the rock types.

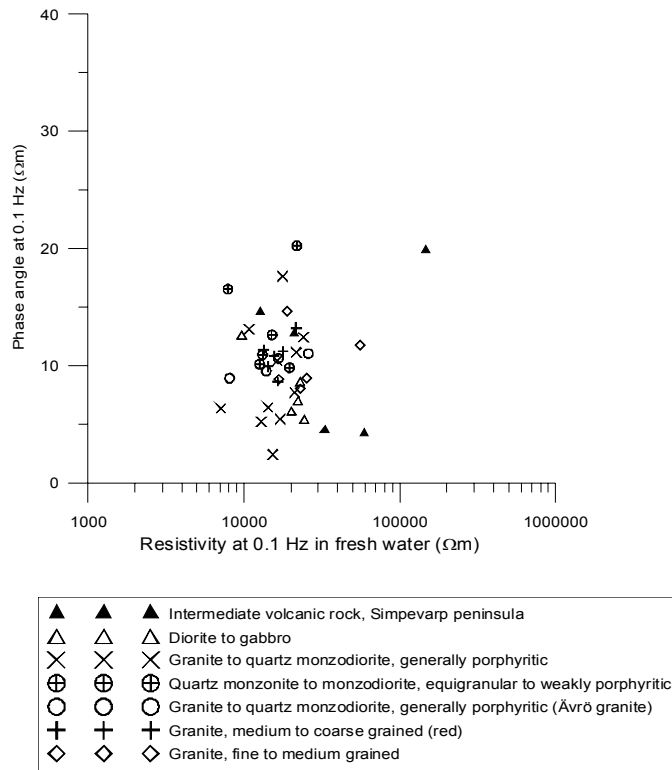


Figure 4-14. Resistivity and IP-effect (phase angle) for samples soaked in tap water.

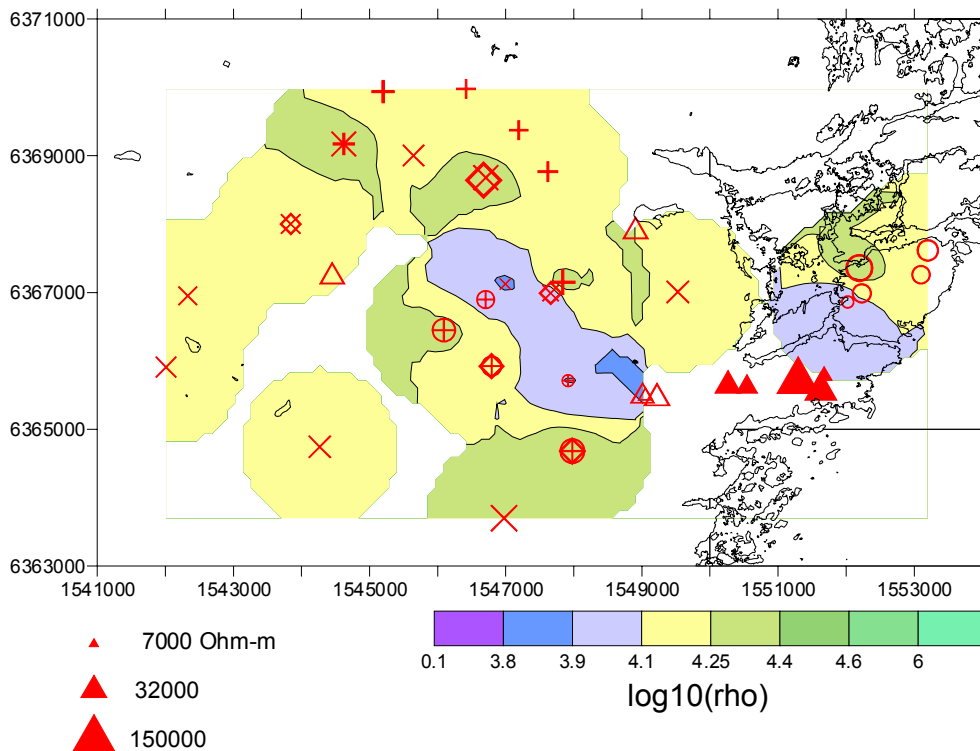
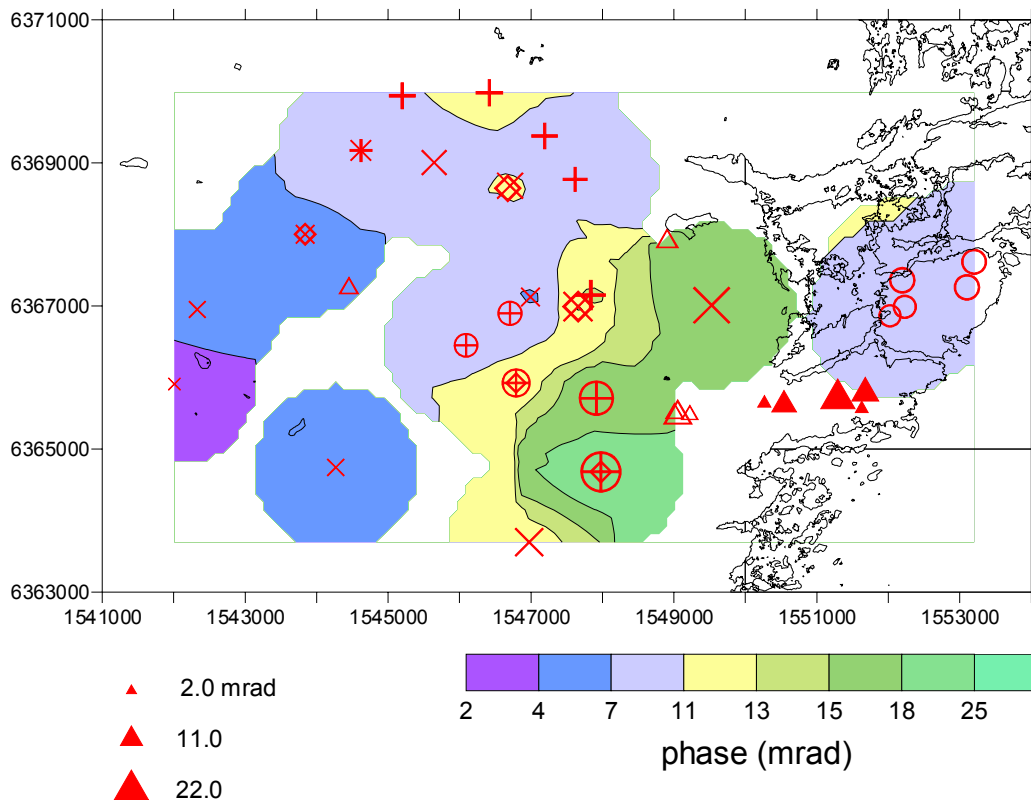
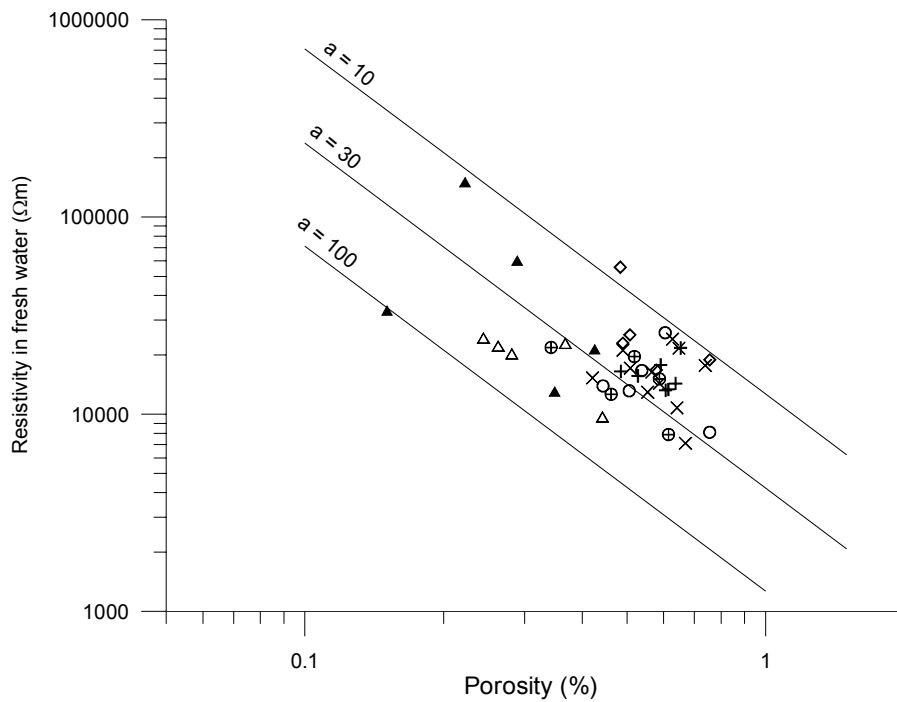


Figure 4-15. Map showing the resistivity of samples measured in fresh water. The symbol size is scaled to the logarithm of the resistivity. The symbols indicate the rock type according to the legend in Figure 4-14. Note that more than one rock type has been sampled at some sites. The contour lines have been interpolated by inverse distance weighting with a search radius of 1200 metres, volcanic rocks and mafic intrusive rocks excluded.



**Figure 4-16.** Map showing the IP-effect (phase angle at 0.1 Hz) of samples measured in fresh water. The symbol size is linearly scaled to the phase angle. The symbols indicate the rock type according to the legend in Figure 4-14. Note that more than one rock type has been sampled at some sites. The contour lines have been interpolated by inverse distance weighting with a search radius of 1200 metres, volcanic rocks and mafic intrusive rocks excluded.

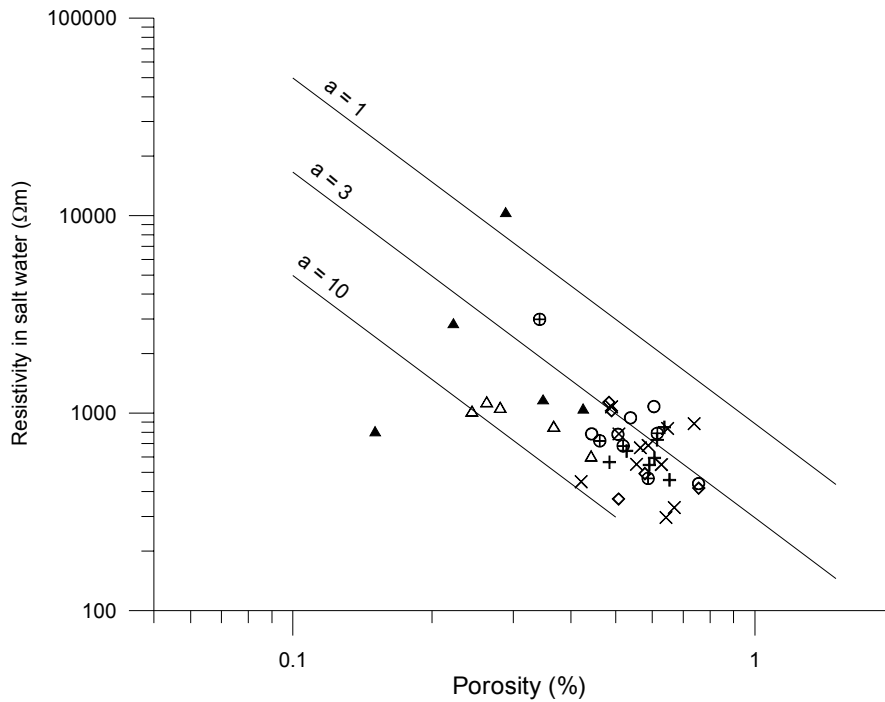
The measured resistivity as a function of porosity is plotted in Figure 4-17. A negative correlation might be expected since high porosity should correspond to low resistivity and vice versa. This relationship can be modeled with Archie's law according to the discussion in section 3.3.3. However, such a correlation is rather poor. There are some possible reasons for this. Firstly, the porosity has been measured on all drill cores from a site assembled to one sample in order to get a high accuracy, whereas the resistivity has been measured on one drill core only. This procedure will introduce some scatter in the plot in Figure 4-17. However, it can hardly entirely explain the poor correlation. A second reason is that samples have different surface conductivity properties, even if they belong to the same rock group. Samples where the porosity to a relatively large degree consists of thin membranes will have a lower resistivity than a sample with the same porosity but wider pore spaces. A third reason for the poor correlation in Figure 4-17 is that the samples might be anisotropic. It has only been possible to measure the resistivity in one direction for each sample. The porosity is a simple scalar and this means that the position of a sample in the plot in Figure 4-17 to some degree might be dependent on the drill core orientation relative rock foliation/lineation. Finally it should be noted that the range of porosities, for a certain rock type, seen in the measured samples is quite narrow. It is likely that a better correlation to the resistivity could be seen if samples with higher and lower porosities had been available.



**Figure 4-17.** Measured resistivity as a function of porosity for samples soaked in tap water. The three straight lines represent the resistivity according to Archie's law calculated for  $m = 1.75$  and  $\sigma_w = 0.025$  S/m. The samples then show different apparent  $a$ -values which might correspond to different amounts of surface conductivity. The symbols indicate the rock type according to the legend in Figure 4-14.

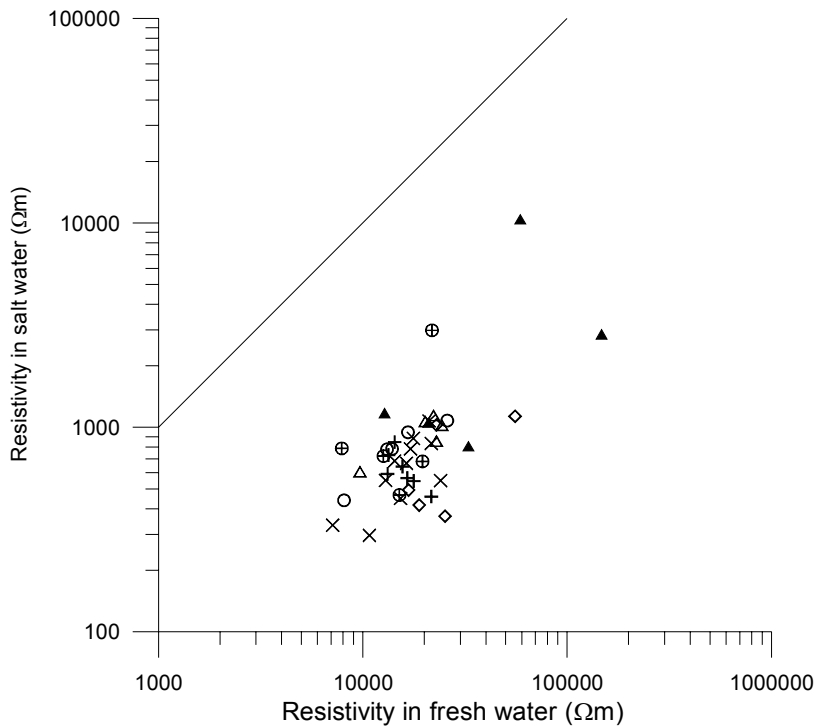
The resistivity measured in saline water as a function of porosity can be seen in Figure 4-18. The saline concentration is 125 g NaCl per 5 kg of water. This is not a saturated solution and even if the effect of surface conductivity is reduced by the salt, it might not be completely removed. The correlation between porosity and resistivity is rather poor also for this case and no reliable fit to Archie's law can be made.

Assuming a reasonable value of 1.75 for  $m$  in Archie's law and calculating the apparent value of  $a$  for the fresh water data, we end up with values ranging from around 10 to 100. High values would then possibly correspond to a large contribution of surface conductivity to the bulk conductivity of the samples. The samples of "diorite to gabbro" and two samples of intermediate volcanite show such properties. All other rock groups have apparent  $a$ -values of around 30 with the exception of "Granite, fine to medium grained (aplite dykes)" that have lower apparent  $a$ -values.



**Figure 4-18.** Measured resistivity as a function of porosity for samples soaked in saline water. The three straight lines represent the resistivity according to Archie's law calculated for  $m = 1.75$  and  $\sigma_w = 3.57$  S/m. Apparent  $a$ -values equal to one would then correspond to no surface conductivity. The symbols indicate the rock type according to the legend in Figure 4-14.

Another way of investigating the influence of surface conductivity is to compare the measured resistivity in fresh and saline water respectively (Figure 4-19). The contrast in resistivity between the fresh and saline water is around 180. However, the average ratio in resistivity of the samples measured in fresh and saline water respectively is only 22. Since the surface conductivity effect to a large extent is removed in saline water, the ratio of resistivity values can be taken as a measure of the relative contribution of surface conductivity in the fresh water measurements. In Figure 4-19 we can see that no sample plot close to the solid line corresponding to equal resistivity for fresh and saline water measurements. This indicates that electrolytic conduction dominates in all samples. Two samples of "quartzmonzonite to monzodiorite" (PSM002102, PSM002103) and two samples of volcanic rock (PSM002089, PSM002090) have ratios of only around 10 or less. These four samples are among those with the highest magnetic susceptibility. It is therefore likely that magnetite contributes slightly to the electric conductivity for these samples. However, not all samples with high magnetic susceptibility show this effect.



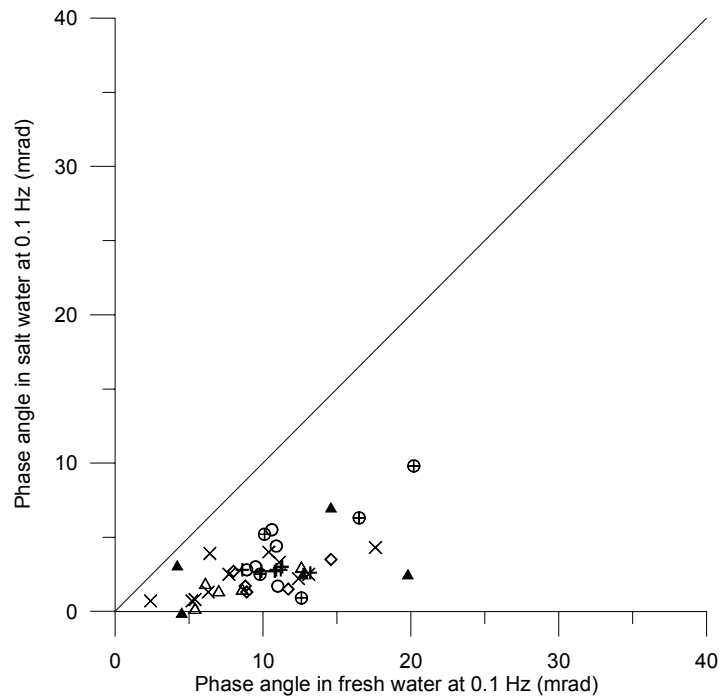
**Figure 4-19.** Resistivity measured with the samples soaked in fresh and saline water. The straight line corresponds to equal resistivity for the two cases. The contrast in resistivity between the fresh and saline water was around 180 whereas the contrast in resistivity for most of the samples was just between 15 and 25. The symbols indicate the rock type according to the legend in Figure 4-14.

The electric conductivity of magnetite is known to vary, possibly due to the amount of impurities in the crystal lattice.

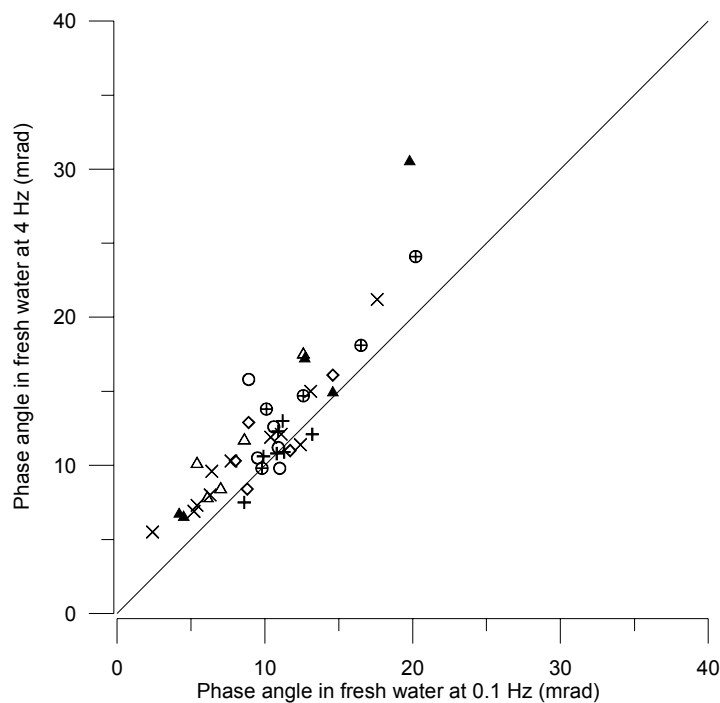
The rock type “Granite, fine to medium grained (aplite dykes)” has higher ratios than the other groups (median value = 45), which indicates less contribution from surface conductivity.

The relation between IP measured in fresh and saline water can be seen in Figure 4-20. Most samples have very low IP in saline water indicating that the IP in fresh water is mainly due to membrane polarisation. The samples with significant IP effect in saline water have quite high magnetic susceptibility indicating that magnetite might be the cause of that IP. However, not all samples with high magnetic susceptibility show this effect.

The IP-effect has been plotted for two different frequencies in Figure 4-21. Stronger IP in the higher frequency compared to the lower frequency indicate IP with a short time constant. Most samples plot slightly above the straight line indicating slightly more IP for the higher frequency. This means that all samples have a short or moderate time constant.



**Figure 4-20.** IP-effect measured with the samples soaked in fresh and saline water. The straight line indicates equal IP for the two cases. Most samples show low IP in saline water indicating that membrane polarisation is the dominating IP effect in fresh water. The symbols indicate the rock type according to the legend in Figure 4-14.



**Figure 4-21.** IP-effect as phase angle for two frequencies. Samples that plot above the straight line are expected to have short time constants. The symbols indicate the rock type according to the legend in Figure 4-14.



## 4.4 In situ gamma-ray spectrometry

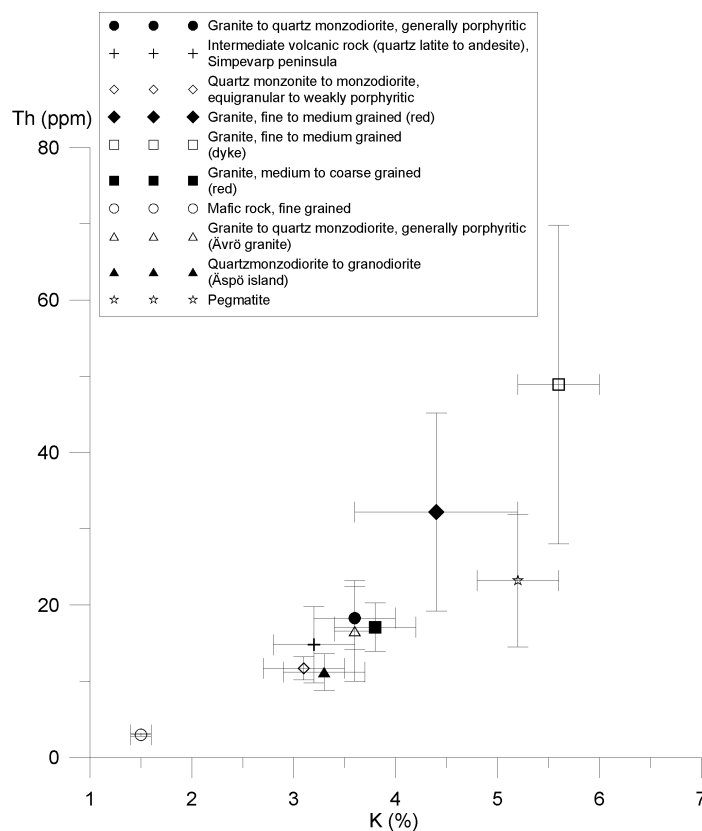
A total number of 54 in situ gamma-ray spectrometry measurements were performed at 28 locations (Figure 1-1 and Table 4-2). The measurement program is planned to cover at least twice as many measurement locations as presented here, and the data in this report is a preliminary compilation of the gamma-ray spectrometry measurements made so far during the Oskarshamn site investigation. Hitherto the spatial coverage and the number of measurements on some of the rock types are not sufficient to allow a statistically reliable evaluation of the data.

**Table 4-2. Rock types measured with gamma ray spectrometry. S = number of measurement locations, N = number of measurements. The shaded rows contain data from the previous investigation of fine grained granite dykes /25/. The rock type names follow the updated nomenclature /24/ and are not exactly the same as used in the feasibility study /3/.**

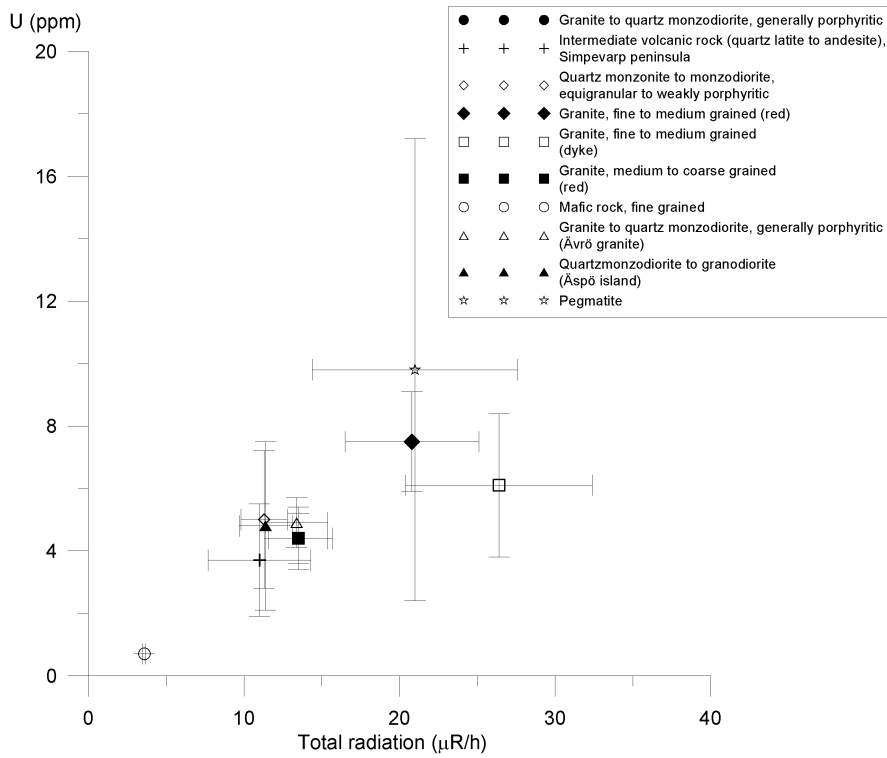
Rock type*	S	N	Potassium (%)	Uranium (ppm)	Thorium (ppm)	Total gamma radiation ( $\mu\text{R/h}$ )
Granite to quartz monzodiorite, generally porphyritic	8	13	3.6 $\pm$ 0.4	4.4 $\pm$ 0.8	18.3 $\pm$ 4.1	13.5 $\pm$ 1.9
Intermediate volcanic rock (quartz latite to andesite), Simpevarp peninsula	6	14	3.2 $\pm$ 0.4	3.7 $\pm$ 1.8	14.8 $\pm$ 5.0	11.0 $\pm$ 3.3
Quartz monzonite to monzodiorite, equigranular to weakly porphyritic	6	14	3.1 $\pm$ 0.4	5.0 $\pm$ 2.2	11.7 $\pm$ 1.5	11.3 $\pm$ 1.5
Granite, fine to medium grained (red)	3	5	4.4 $\pm$ 0.8	7.5 $\pm$ 1.6	32.2 $\pm$ 13.0	20.8 $\pm$ 4.3
Granite, fine to medium grained (red aplite dyke)	11	20	5.6 $\pm$ 0.4	6.1 $\pm$ 2.3	48.9 $\pm$ 20.9	26.4 $\pm$ 6.0
Granite, medium to coarse grained (red)	4	6	3.8 $\pm$ 0.4	4.4 $\pm$ 1.0	17.1 $\pm$ 3.2	13.5 $\pm$ 2.2
Mafic rock, fine grained	1	2	1.5 $\pm$ 0.1	0.7 $\pm$ 0	3.0 $\pm$ 0.2	3.6 $\pm$ 0.1
Granite to quartz monzodiorite, generally porphyritic (Ävrö granite)	7	9	3.6 $\pm$ 0.2	4.9 $\pm$ 0.8	16.6 $\pm$ 6.6	13.4 $\pm$ 2.0
Quartzmonzodiorite to granodiorite (Äspö island)	5	16	3.3 $\pm$ 0.4	4.8 $\pm$ 2.7	11.2 $\pm$ 2.4	11.4 $\pm$ 1.7
Pegmatite	3	3	5.2 $\pm$ 0.4	9.8 $\pm$ 7.4	23.2 $\pm$ 8.7	21.0 $\pm$ 6.6

\* The rock classification may be changed at some of the sampling locations as a result of the detailed bedrock mapping of the area.

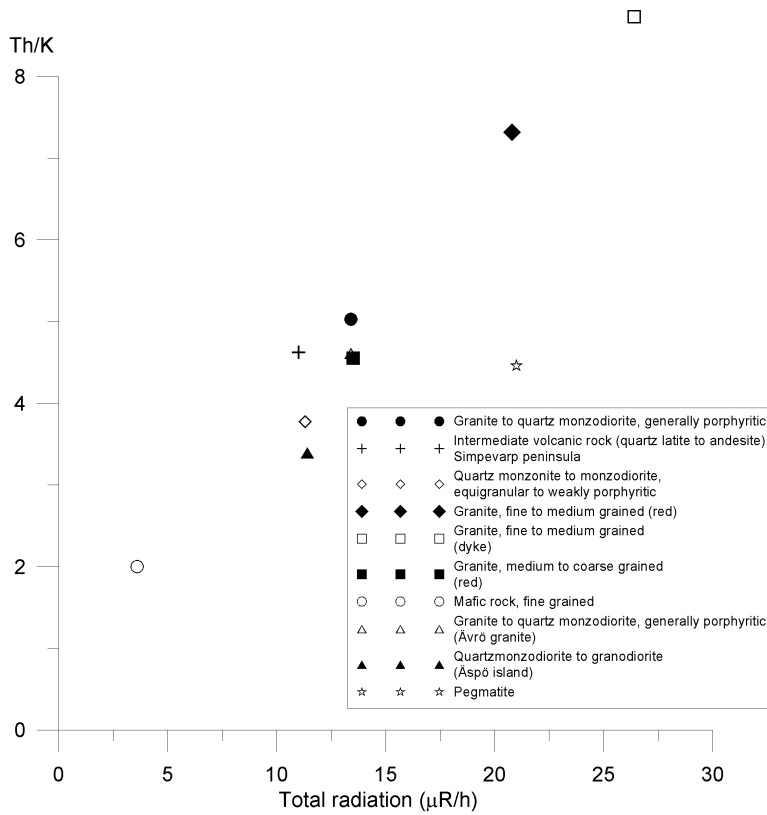
The Th-K plot (Figure 4-22) shows that a majority of the rocks have a potassium concentration of 3–4% and a thorium concentration of 10–20 ppm. The fine grained red granites have higher concentrations of both potassium and especially thorium, and pegmatites have a significantly higher concentration of potassium than most other rock types. There is an indication of a grouping of the granite to quartz monzodiorite together with the medium to coarse grained red granite, having higher concentrations of potassium and thorium compared to the intermediate volcanic rock at the Simpevarp peninsula, the quartz monzonite to monzodiorite rocks and the quartzmonzodiorite to granodiorite at the Äspö island. The fine grained mafic rock carries a low concentration of both thorium and potassium. The data distribution is similar when looking at the concentration of uranium versus total radiation (Figure 4-23). The mafic rock has a uranium concentration below 1 ppm and a total radiation below 5  $\mu\text{R/h}$ . The pegmatites often have a high concentration of uranium and their total radiation lay in the same range as for the fine grained red granites. The fine grained red granites (including the aplite dykes) are anomalously high in total radiation as well as in the concentration of uranium, although the standard deviation of the mean uranium concentration overlaps the corresponding mean values for most other rocks. Previous studies have shown that the red fine grained granite dykes are often associated with high fracture frequency, see /25/, and extra effort has therefore been put to find a radioactive signature of these rocks. Data processing shows that these dykes often have a significantly higher quotient between Th and K compared to the other rock types (Figure 4-24). However, also the fine grained red granite “bodies” have a high Th-K quotient.



**Figure 4-22.** Equivalent concentration of Th (thorium) versus K (potassium) with standard deviation of the mean for each rock type respectively.



**Figure 4-23.** Equivalent concentration of U (uranium) versus total radiation with standard deviation of the mean for each rock type respectively.



**Figure 4-24.** Quotient between equivalent concentration of Th and K versus total radiation for each rock type respectively.

## 5 Discussion of the results

Petrophysical properties, gained during this work, of the rocks in the area of the site Oskarshamn are summarized in Table 5-1 below. Even though the number of sample locations per rock type is relatively few, with an average of 5–6 samplings per rock type, the scatter in the data is moderate and the standard deviations are generally low.

**Table 5-1. Petrophysical parameters of rock types in the Simpevarp area. The rock type names follow the updated /24/ nomenclature and are not exactly the same as used in the feasibility study /3/.**

Rock type*	Wet density (kg/m <sup>3</sup> )	Magnetic susceptibility (Logarithm 10 <sup>-5</sup> SI)	Q-value (unit less)	Electric resistivity, fresh water 0.1 Hz (Logarithm Ωm)	Induced polarization, fresh water 0.1 Hz (mrad)	Porosity (%)
Granite to quartz monzodiorite, generally porphyritic	2687 ± 35	3.35 ± 0.20	0.23 ± 0.09	4.19 ± 0.15	8.9 ± 4.4	0.59 ± 0.09
Intermediate volcanic rock (quartz latite to andesite), Simpevarp peninsula	2803 ± 52	3.22 ± 0.84	0.35 ± 0.40	4.58 ± 0.41	11.2 ± 6.7	0.29 ± 0.11
Quartz monzonite to monzodiorite, equigranular to weakly porphyritic	2790 ± 33	3.54 ± 0.14	0.25 ± 0.07	4.16 ± 0.17	13.8 ± 4.5	0.51 ± 0.11
Granite, fine to medium grained dyke (red)	2620 ± 6	2.63 ± 0.25	0.21 ± 0.02	4.40 ± 0.20	10.4 ± 2.7	0.56 ± 0.11
Granite, medium to coarse grained (red)	2650 ± 21	2.86 ± 0.89	0.88 ± 1.60	4.20 ± 0.08	10.8 ± 1.4	0.59 ± 0.06
Granite to quartz monzodiorite, generally porphyritic (Åvrö granite)	2681 ± 16	3.12 ± 0.16	0.24 ± 0.08	4.16 ± 0.18	10.2 ± 0.9	0.57 ± 0.12
Diorite to gabbro	2967 ± 33	3.12 ± 0.80	0.35 ± 0.32	4.28 ± 0.16	7.9 ± 2.9	0.32 ± 0.08

\* The rock classification may be changed at some of the sampling locations as a result of the detailed bedrock mapping of the area.

The susceptibility – density rock classification indicates that a majority of the rocks have compositions corresponding to a continuous variation from low-density granites (leucocratic granite) to tonalite. The results generally conform very well to the existing rock classification /3/. The magnetic mineralogy of most rocks is most likely dominated by a combination of magnetite, amphiboles and biotite giving rise to fairly high magnetic susceptibilities. Red granites (fine, medium and coarse grained) have a lower content of dark minerals and therefore constitute an exception to this with a lower magnetic susceptibility. Q-values are generally low indicating that the magnetic remanence plays a subordinate role when interpreting magnetic field measurements. However, the negative inclination of the remanence vector reported at three sampling locations in the southern part of the site investigation area calls for further investigations. The magnetic fabric of the area, as indicated by the AMS data, is dominated by circa west-northwest-striking foliation planes, with moderate to steep dips, and west-northwest striking lineations (maximum strain orientation) with moderate to sub-horizontal dips. This is most likely a primary fabric related to the stress-field that prevailed during the emplacement of these rocks. At some sampling location we find fabrics with orientations that deviate from this pattern. Here the rocks mainly have south- or circa southwest oriented foliation planes, but the lineations have the same west-northwest orientation as for most other rocks. At some of the locations with deviating fabric orientations there seems to be a fairly clear connection to deformation zones (for example at PSM002117 and PSM002091). At the other locations the deviating fabric orientation may be related to natural variations of the rocks, or possibly indicate the existence of deformation zones. Porosities of the investigated rocks are low, in general below 1%. The electric resistivity lay in the range of 10,000  $\Omega\text{m}$  to 40,000  $\Omega\text{m}$  (fresh water, 0.1 Hz) and the induced polarization is below 20 mrad (fresh water, 0.1 Hz) for a majority of the rocks. The data indicate “normal” properties for non-mineralized primary and unaltered crystalline basement-rocks, typical for the Swedish bedrock. Fine grained red granites (dykes and “bodies”) have a higher quotient between the concentration of thorium and potassium than all other investigated rock types. A majority of the rocks have concentrations of K = 3–4%, U = 3–5 ppm and Th = 10–20 ppm.

A comparison of the data presented in this report to previously presented petrophysical data /26/ (surface sampling) and /27/ (borehole data from KLX01 and KAS02) show a generally good agreement between the different data sets /28/. Since the data in /26/ is only presented as average values, and the data of each individual sampling is lacking, some of these data should be treated with caution, and combinations with the data presented in this report must be performed with great care.

The delivered data have been inserted in the database (SICADA) of SKB. The SICADA reference to the present activity is Field note No 21 and No 98.

## References

- /1/ **Mattsson H, Thunehed H, 2002.** Measurements of petrophysical parameters on rock sample during autumn 2002. SKB P-03-19.
- /2/ **Wahlgren C-H, Persson L, Danielsson P, Berglund J, Triumf C-A, Mattsson H, Thunehed H, 2002.** Geologiskt underlag för val av prioriterad plats inom området väster om Simpevarp. Delrapport 1–4. SKB P-03-06.
- /3/ **SKB, 2002.** Förstudie Oskarshamn. Slutrapport.
- /4/ **Henkel H, 1991.** Petrophysical properties (density and magnetization) of rock from the northern part of the Baltic Shield. *Tectonophysics* 192, 1–19.
- /5/ **Collinson D W, 1983.** *Methods in rock magnetism and paleomagnetism*, Chapman and Hall, London, United Kingdom. 503 pp.
- /6/ **Parasnis D S, 1997.** *Principles of applied geophysics*. Chapman and Hall, London, 429 pp.
- /7/ **Puranen R, 1989.** Susceptibilities, iron and magnetite content of precambrian rocks in Finland. Geological survey of Finland, Report of investigations 90, 45 pp.
- /8/ **Jelínek V, 1978.** Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud. Geophys. Geod.* 22, 50–62.
- /9/ **Tarling D H, Hrouda F, 1993.** *The magnetic anisotropy of rocks*, Chapman and Hall, London, United Kingdom. 217 pp.
- /10/ **O'Reilly W, 1984.** *Rock and mineral magnetism*, Chapman and Hall, New York, USA. 220 pp.
- /11/ **Janak F, 1965.** Determination of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks, *Studia geoph. et geod.* 9, p 290–300.
- /12/ **Bouchez J L, Gleizes G, 1995.** Two-stage deformation of the Mont-Louis-Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. *Journal of Geological Society, London* 152, 669–679.
- /13/ **Knight M D, Walker G P L, 1988.** Magma Flow Directions in Dikes of the Koolau Complex, Oahu, Determined From Magnetic Fabric Studies, *Journal of Geophysical Research*, vol 93, NO B5, p 4301–4319.
- /14/ **Bates M P, Mushayandebvu M F, 1995.** Magnetic fabric in the Umvimeela Dyke, satellite of the Great Dyke, Zimbabwe. *Tectonophysics* 242, 241–254.

- /15/ **Raposo M I B, 1997.** Magnetic fabric and its significance in the Florianópolis dyke swarm, southern Brazil. *Geophys. J. Int.* 131, 159–170.
- /16/ **Bouillin J-P, Bouchez J-L, Lespinasse P, Pêcher A, 1993.** Granite emplacement in an extensional setting: an AMS study of the magmatic structures of Monte Capanne (Elba, Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, v 118, p 263–279.
- /17/ **Bouchez J L, Gleizes G, Djouadi T, Rochette P, 1990.** Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics* 184, 157–171.
- /18/ **Mattsson H J, Elming S-Å, 2001.** Magnetic fabrics and paleomagnetism of the Storsjön-Edsbyn deformation zone, central Sweden. *Precambrian Research* 107, 265–281.
- /19/ **Borradaile G J, Henry B, 1997.** Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews* 42, 49–93.
- /20/ **Hirt A M, Lowrie W, Clendenen W S, Kligfield R, 1993.** Correlation of strain and the anisotropy of magnetic susceptibility in the Onaping formation: evidence for a near circular origin of the Sudbury Basin. *Tectonophysics*, v 225, p 231–254.
- /21/ **Borradaile G J, Alford C, 1988.** Experimental shear zones and magnetic fabrics, *Journal of structural geology* 10, No 8, 895–904.
- /22/ **Archie G E, 1942.** The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics: *Trans. Am. Inst. Min., Metallurg., Petr.Eng.*, 146, 54–62.
- /23/ **Keller G V, Frischknecht F C, 1966.** *Electrical methods in geophysical prospecting.* Pergamon Press.
- /24/ **SKB, 2002.** Simpevarp – site descriptive model version 0. SKB R-02-35.
- /25/ **Mattsson H, Triumf C-A, Wahlgren C-H, 2002.** Prediktering av förekomst av finkorniga granitgångar i Simpevarpsområdet. SKB P-02-05.
- /26/ **Nisca D, 1987.** Aerogeophysical interpretation bedrock and tectonic analysis. SKB HRL Progress Report 25-87-04.
- /27/ **Nisca D, H, 1988.** Geophysical laboratory measurements on core samples from KLX01, Laxemar and KAS02, Äspö. SKB Progress report 25-88-06.
- /28/ **Mattsson H, 2003.** Interpretation of borehole geophysical data from the percussion drilled part of the borehole KSH01A. SKB P-03-XX. In review.

### Instruktion för bestämning av strålningsegenskaper och haltbestämning av kalium, uran och torium genom mätning in situ

Hans Isaksson GeoVista AB

---

#### **Inledning**

Som en del i SKB:s platsundersökningar skall parametermätningar av bergarternas petrofysiska egenskaper utföras. Detta dokument är en instruktion som beskriver proceduren för bestämning av markens strålningsegenskaper eller haltbestämning av kalium, uran och torium genom mätning av gammastrålning i fält.

Enligt metodbeskrivningarna SKB MD 160.002, SKB MD 230.001 och SKB MD 191.001 skall följande petrofysiska egenskaper bestämmas:

- Densitet
- Porositet
- Magnetisk volymssusceptibilitet
- Magnetisk susceptibilitetsanisotropi
- Magnetisk naturlig remanens
- Gammastrålning
- Elektrisk resistivitet
- Värmeledningsförmåga
- Värmekapacitet

Metodbeskrivning avseende gammastrålning omfattar dock enbart laboriemätningar och inte mätningar in-situ.

#### **Allmänt**

Företrädesvis görs haltbestämning av kalium, uran och torium genom direkt mätning på hällytan (alternativt i jord).

Den bilagda rapporten av Mellander, H., Österlund, S.E. och Åkerblom, G., 1982. ”Gammaspectrometri – en metod att bestämma radium- och gammaindex i fält”, SGU-rapport BRAP 82072, utgör även idag en aktuell beskrivning av arbetet för att bestämma radium- och gammaindex i fält med bärbar gammaspectrometer.

På grund av instrumentutveckling kan dock rapporten aktualiseras när det gäller kravet på kristallvolym. Nya typer av kristaller kan vara effektivare än den traditionella NaI-kristallen. Som exempel kan nämnas modellen Exploranium, GR-130G BGO som använder en Vismut-Germanat kristall som är ca 4 ggr effektivare än NaI. I stället för att ställa kristallvolymen som ett kriterium bör man därför i stället se till instrumentets andra egenskaper där mättiden för att uppnå godtagbara mätvärden utgör en viktig parameter.



## Dokumentation

Det är viktigt att väl dokumentera mätningen som görs. Följande parametrar bör noteras:

Datum	
Observatör	
Lokal	
ID	Geol-ID enligt pågående kartering
Koordinat XY	XY-koordinat i RT90 2.5 gon väst
Bergart	Bergart enligt geologisk kartering (Alternativt idobjekt (PFM) och bergartsordning)
Geologiska avvikelser	Notera särskilt geologiska avvikelser, tex förekomst av gångar etc. I första hand skall dock sådana avvikelser undvikas.
Instrument	Spektrometer; version, serienr, kalibrering
Antal mätningar	
Mättid	
Aktivitet	Antal sönderfall totalt och för resp kalium, uran, torium, för respektive mätning
Halter	Antal sönderfall totalt och för resp kalium, uran, torium, för respektive mätning
Geometri	2PI för hållar samt blottlagd yta samt ev. avvikelser från 2PI
Lagrat spektra	Ange om gammaspektra har sparats digitalt
Anmärkningar	Avvikelser och osäkerheter, tex regn.

Efter slutförda mätningar dokumenteras mätningarna samt levereras till SKB.

## Referenser

Kübler, L., 2002. Metodbeskrivning för mätning i laboratorium av bergarters petrofysiska egenskaper. SKB MD 230.001.

Mellander, H., Österlund, S.E. och Åkerblom, G., 1982. Gammaspektrometri – en metod att bestämma radium- och gammaindex i fält. SGU-rapport BRAP 82072

## Bilaga

Mellander, H., Österlund, S.E. och Åkerblom, G., 1982. Gammaspektrometri – en metod att bestämma radium- och gammaindex i fält. SGU-rapport BRAP 82072

SVERIGES GEOLOGISKA AB  
Division Ingenjörsgologi  
Hans Mellander  
Sven-Erik Österlund  
Gustav Åkerblom

RAPPORT  
Datum: 1982-09-22  
ID-nr: BRAP 82072

### GAMMASPEKTROMETRI - EN METOD ATT BESTÄMMA RADIUM- OCH GAMMAINDEX I FÄLT

#### Sammanfattning

Föreliggande rapport har utarbetats på uppdrag av statens provningsanstalt, vilken också stått för kostnaderna. Avsikten med rapporten är att den skall utgöra ett underlag för en metodbeskrivning för bestämning av radium- och gammaindex i fält med bärbar gammaspektrometer. Metoden är avsedd att användas vid undersökning av berg-, grus- och jordtäcker.

Bestämningar av uran, radium, torium och kalium i berggrunden och jordarterna har i Sverige i stor skala utförts i samband med uranprospektering och vid regionala undersökningar av bergarternas innehåll av radioaktiva grundämnen. Speciellt de senare undersökningarna har visat sig vara av stort värde vid studier av bergarternas bildningsförhållande, genes och metamorfos. Metoden har även visat sig ha stor betydelse vid prospektering av tenn och volfram vilka element ofta är associerade med graniter med anomala uran/toriumförhållanden. Gammaspektrometri i fält används också vid bestämning av bergarternas värmegenererande förmåga. Sådana undersökningar utförs regionalt för att finna berggrund som är särskilt lämplig för utnyttjande av geotermisk energi.

Vid användning av gammaspektrometri i strålskyddsammanhang för bestämning av radium- och gammaindex ställs stora krav på utförande och mätnoggrannhet, varvid bl a kalibrering av instrumenten och mätgemotri har stor betydelse. Utförande vid kalibrering och eventuella felkällor vid mätningen beskrivs därför ingående i rapporten.

Sammanfattningen, forts

Fördelen med att göra bestämningar av radium- och gammaindex i fält med bärbara gammadetektorer är att bestämningarna utförs på en relativt stor volym material, 300 - 500 kg, att mätplats kan väljas med avseende på berggrundens eller jordlagrets representativitet och att ett stort antal bestämningar kan utföras till en rimlig kostnad, varvid hänsyn tas till den lokala geologin.

Kravet på exakthet vid bestämningarna får ses i relation till vad som är möjligt att åstadkomma vid bestämning av index i laboratorium på provtaget material och de stora svårigheter som föreligger att göra en representativ provtagning av bergarter eller jordarter i berg, grus- och jordtäkter. Det senare på grund av att uran, radium, torium och kalium vanligen inte förekommer homogent fördelat i bergarter eller jordarter och att halterna i de olika bergarter som ingår i en täkt eller i jordarten varierar från bergart till bergart. Dessutom är koncentrationen av uran och torium i berggrunden eller jordlagret mycket liten vanligen <1 - 10 gram per ton berg eller jord.

INNEHALLSFÖRTECKNING

	sid
ORIENTERING	3
MÄTUTRUSTNING	4
Detektor	4
Analysator	6
Kanalindelning - gammaspektra	6
Radioaktivjämvikt	6
Krav på en gammaspektrometer med NaI(Tl)-detektor för fältbruk	8
MÄTNINGSFÖRFARANDE	11
Strategi	11
Mätgeometri	11
Mättid	14
Geologiska bedömningar	15
Sammanfattning	15
MÄTNING AV BAKGRUND	16
KALIBRERING	17
Praktiskt genomförande	17
Teoretiska beräkningar	18
Precision	18
BERÄKNING AV RADIUM- OCH GAMMAINDEX	19
Beräkning av radiumindex	19
Beräkning av gammaindex	19
Beräkning av koncentrationen i enheten Bq/kg	19
FELKÄLLOR	20
Geometriska fel	20
Fel på grund av inhomogeniteter	21
Statistiska fel	21
Fel på grund av sönderfallsojämvikt	22
Fel på grund av vattenhalt	23
DISKUSSION	25

## ORIENTERING

Bestämning av radium- och gammaindex för byggnadsmaterial utförs vanligen genom att mäta den naturliga gammastrålningen från isotoper i uran- och toriumserierna och från kalium-40 i materialet. Denna metodbeskrivning redogör för tillvägagångssättet vid bestämning av radium- och gammaindex med bärbar gammaspекtrometer i fält. Metoden är särskilt väl lämpad för bestämning av index på material direkt i berg-, grus- och jordtäkter.

Övriga metoder för bestämning av radium- och gammaindex görs med laboratorieanalyser på provtaget material. Dessa utförs oftast genom mätning i stationära gammaspекtrometeranläggningar.

I alla geologiska formationer förekommer bl a de radioaktiva isotoperna kalium-40, uran-238, radium-226 och torium-232. Koncentrationerna är emellertid vanligtvis mycket små. De ungefärliga medelhalterna i jordskorpan är för kalium-40 3 g/ton (ppm\*), uran 2 g/ton, radium-226  $6 \times 10^{-7}$  g/ton och för torium 8 g/ton. Isotopernas förekomst är starkt mineralogiskt betingad, vilket innebär att de förekommer företrädesvis i vissa mineral eller som utfällningar mellan mineral korn eller på sprickytor. En följd av detta är att koncentrationen av främst uran, radium och torium kan variera kraftigt inom en bergart liksom naturligtvis mellan skilda bergarter. Om koncentrationerna skall bestämmas med precision ställs därför krav på provtagningen. Då analyser utförs på laboratorium användes vanligen prov av storleksordningen 3-4 kg. Självfallet måste, som en följd av detta, ett stort antal prov bestämmas för varje objekt. Möjligheterna att åstadkomma en representativ provtagning kan väsentligt ökas genom att utföra analysen direkt i fält genom in situ mätningar med handburna gammaspекtrometrar. Den främsta fördelen med detta

\*ppm = parts per million

är att den provtagna mängden i varje mätpunkt blir mycket stor, 300 - 500 kg. En annan fördel är att mätserien kan anpassas efter lokala förhållanden eftersom resultaten är omedelbart tillgängliga. För att kunna göra anpassningen till den lokala geologiska situationen behöver mätningarna utföras av personal med geologisk kompetens.

### MATUTRUSTNING

En gammadetektor detekterar och analyserar gammastrålning. Den förmår särskilja gammakvanta med olika energi. Denna egenskap gör att instrumentet kan användas för analys av halter av radioaktiva grundämnen. En gammadetektor består i princip av en detektordel och en analysatordel.

#### Detektor

I geologiska sammanhang användes främst detektorer av talliumaktiverad natriumjodid  $\text{NaI(Tl)}$ . Ett alternativ är sk germaniumlitiumdetektorer (halvledardetektorer). Dessa är emellertid dyrare och måste nedkylas vid mätning vilket gör dem mindre lämpliga vid rutinartat fältarbete. Detektorer av  $\text{NaI(Tl)}$  framställs i storlekar från några  $\text{cm}^3$  till flera tiotals liter. De minsta användes i små och lätta bärbara instrument, de största vid mätning från flygplan eller helikopter. En större kristall har en bättre upplösning och högre känslighet speciellt i spektrums mer högenergetiska delar. Den fysikaliska principen för en  $\text{NaI}$ -detektor är det sk scintillationsfenomenet vilket innebär att då kristallen träffas av ett gammakvanta omvandlas gammaenergin till ljus som i sin tur får en ljuskänslig yta i det sk fotomultiplikatorröret att emittera ett antal elektroner. Antalet elektroner är proportionellt mot ljusblixstens energi-innehåll. Elektronflödet förstärks i fotomultiplikatorröret ca  $10^6$  ggr till en detekterbar elektrisk puls vars amplitud är proportionell mot det infallande kvantets energi. En principskiss för en gammadetektor med  $\text{NaI(Tl)}$  detektor återfinnes i figur 1.

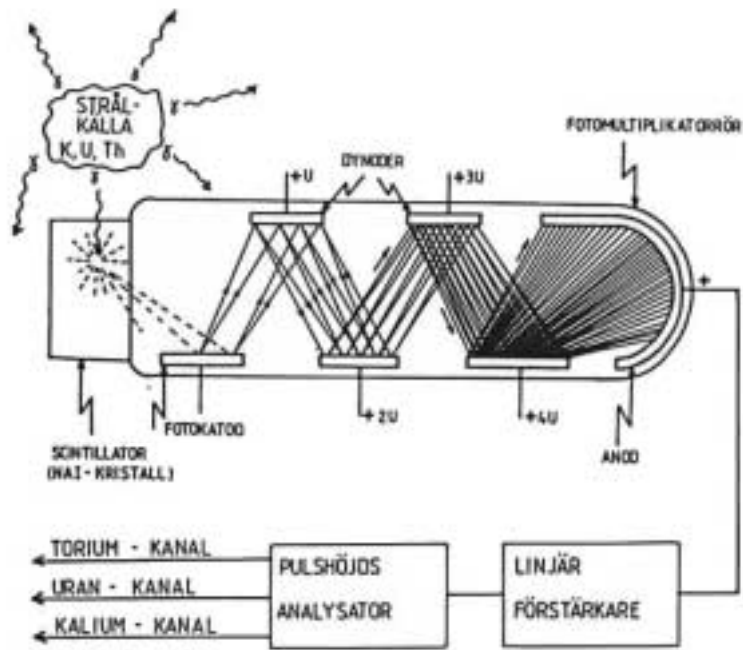


Fig.1. Principskiss för 3-kanals gammadetektor

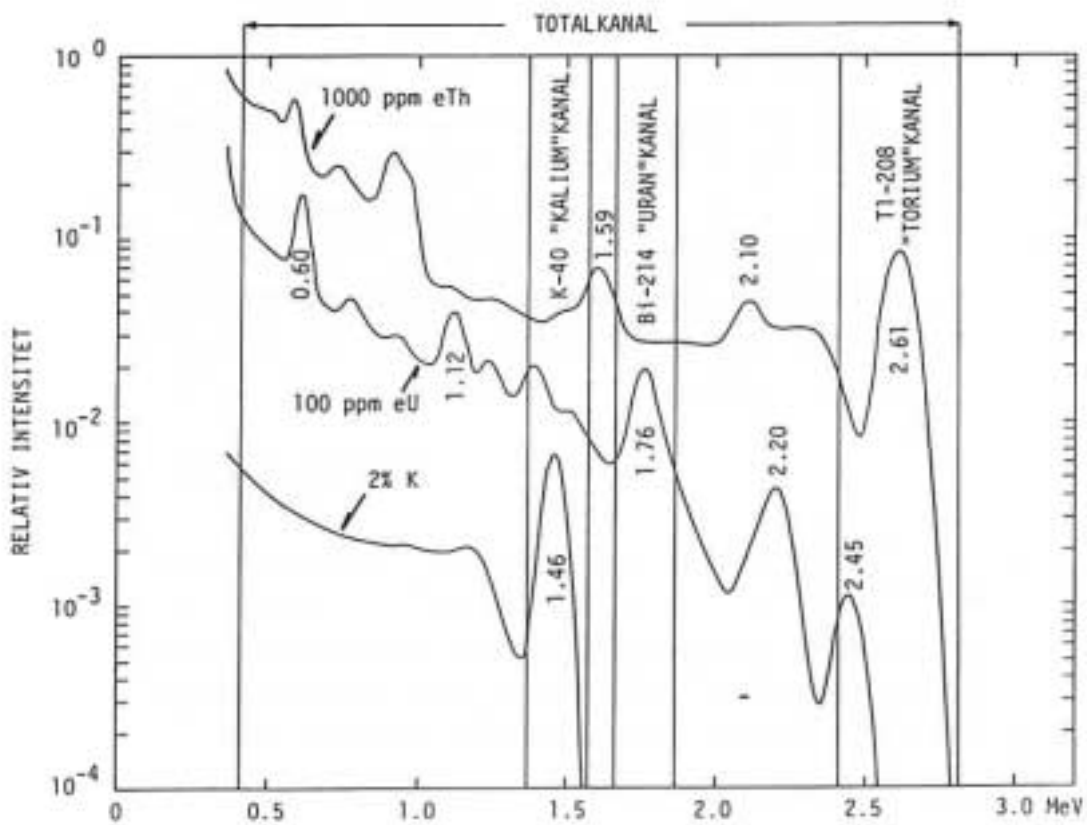


Fig.2. Gammalspektrum för kalium, uran och torium uppmätta med en 76x76 mm NaI(Tl) kristall.

### Analysator

Analysatorns uppgift är att analysera den signal som detektorn avger. I ett scintillationsinstrument räknas antalet pulser över en viss tid (någon sekund) och presenteras som en strålningsnivå uttryckt i pulser per sekund (cps) eller en fysikalisk enhet t ex  $\mu\text{R/h}$  (mikroröntgen per timme) om instrumentet kalibrerats för detta. I en spektrometer särskiljs pulser med olika amplitud och de räknas in i olika kanaler.

I en multikanalsanalysator uppdelas den registrerade delen av gammasppektrat i flera hundra kanaler. I bärbara instrument förekommer vanligen bara tre kanaler samt en totalkanal (figur 2). Denna indelning är tillräckligt för att bestämma halterna av de radioaktiva grundämnena kalium -40, radium -226, och torium -232, vilket i sin tur möjliggör en beräkning av radium- och gammaindex.

### Kanalindelning - gammasppektra

Ett gammasppektrum registrerat över en geologisk formation har ett mycket komplext utseende. Detta beror på att uran- och toriumserierna var och en för sig ger ett flertal toppar inom energintervallet 0 - 3 MeV samt på att gammastrålning absorberas av materia. Denna absorption ger upphov till den så kallade Compton-effekten, vilken åstadkommer en degenerering av det primära spektrumet. Effekten av detta blir ett kontinuerligt spektrum med en successiv ökning av degenererade kvanta mot lägre energier. I figur 2 visas dessa tre spektra och den vanliga kanalindelningen för kommersiellt tillgängliga portabla gammasppektrometrar.

### Radioaktiv jämvikt

Uranspektrumets 1.76 MeV topp kommer från sönderfall av dotterelementet vismut -214. Det ligger långt ner i en serie av ett tjugotal isotoper ( tabell 1). Om ingen av isotoperna bortförs uppnås jämvikt i hela systemet vilket innebär att varje isotop (utom den första och sista) nybildas i samma takt som den sönderfaller.



Isotop	Halveringstid	Viktiga gammaenergier (MeV)
Uran-238	$4.5 \times 10^9$ år	
Torium-234	24 dagar	0.09
Protaktinium-234	1.2 minuter	
Uran-234	$2.5 \times 10^5$ år	0.05
Torium-230	$8.0 \times 10^4$ år	
Radium-226	1600 år	0.19
Radon-222	3.8 dagar	
Polonium-218	3.1 minuter	
Bly-214	27 minuter	0.35 0.29 0.24
Vismut-214	20 minuter	0.61 1.12 1.76
Polonium-214	$1.6 \times 10^{-4}$ sekunder	
Bly-210	21 år	
Vismut-210	5.0 dagar	
Polonium-210	140 dagar	
Bly-206	Stabil	

Tabell 1. Uran-238 sönderfallsserie, något generaliserad eftersom alternativa sönderfallsvägar av mindre betydelse har utelämnats.

Selektiv lakning och transport av uran genom grundvattenrörelser samt emanation av radongas är de främsta orsakerna till ojämvt. Eftersom radon -222 ligger mellan radium -226 och vismut -214 i sönderfallskedjan kan detta påverka bestämningen av radium- och gammaindex. Erfarenhetsmässigt har man emellertid funnit att för svenska förhållanden, med vanligen obetydlig vittring av berggrunden, föreligger radioaktiv jämvikt mellan uran -238 och bly -206 i fast berg. I jordarter kan emellertid ojämvt förväntas, främst på grund av möjligheten för radonavgång i ett poröst medium. Denna ojämvt är dock endast i undantagsfall större än 10 %. Även i toriumserien ( tabell 2) kan det i geologiska miljöer förekomma ojämvt men eftersom isotoperna har kort livslängd och är svårslösliga är den ev ojämvt obetydlig. Kalium -40 sönderfaller i ett steg och antas vara i jämvikt med övriga stabila kaliumisotoper varför man vid gammaspektrometri direkt kan omräkna uppmätt aktivitet till kaliumkoncentration.

#### Krav på en gammaspektrometer med NaI(Tl) detektor för fältbruk

För att på ett tillfredsställande sätt fungera som ett analysinstrument måste en gammaspektrometer uppfylla vissa krav. De variabler som främst påverkar mätprecisionen är:

- 1 Detektorvolym
- 2 Instrumentets upplösning
- 3 Energidrift
- 4 Kanalernas bredd och läge
- 5 Tekniskt utförande

En mindre kristallvolym kan delvis kompenseras med en längre mättid men eftersom volymen påverkar upplösningen måste krav ställas på volymen. Ett instrument med högre upplösning ger högre precision om alla andra parametrar är låsta. En mycket viktig egenskap hos ett analyserande instrument är dess förmåga att bestämma energierna med liten drift. För att tekniskt lösa problemet används vanligen ett inbyggt preparat vars gammastrålning får styra instrumentets förstärkning.

Isotop	Halveringstid	Viktiga gammaenergier (MeV)
Torium-232	$1.4 \times 10^{10}$ år	
Radium-228	5.76 år	
Aktinium-228	6.13 timmar	0.91 0.97 1.64 1.59
Torium-228	1.913 år	
Radium-224	3.66 dagar	
Radon-220	55 sekunder	
Polonium-216	0.15 sekunder	
Bly-212	10.64 timmar	0.24
Vismut-212	60,6 minuter	
Polonium-208	$0.3 \times 10^{-6}$ sekunder	
Tallium-208	3.05 minuter	2.61 0.58
Bly-208	Stabil	

Tabell 2. Torium-232 sönderfallsserie

Följande krav och önskemål måste respektive bör vara uppfyllda för en gammaspektrometer som används i fält för analysarbeten.

1. Kristallvolymen måste överstiga  $100 \text{ cm}^3$ , dock rekommenderas att volymer på minst  $300 \text{ cm}^3$  användes.
  2. Instrumentets upplösning av tallium -208, 2,61 MeV, ("torium"-toppen) bör vara bättre än 10%.
  3. Energidriften måste hållas under kontroll. Instrument med inbyggd stabilisering rekommenderas.
  4. Kanalernas läge och bredd skall väljas så att precisionen optimeras.
- Nedanstående tabell visar de internationellt rekommenderade kanalerna.

Analyserat element	Använd isotop	Gammaenergi MeV	Energiomfång MeV
Kalium	K-40	1.46	1.37 - 1.57
Uran (Radium)	Bi-214	1.76	1.66 - 1.86
Torium	Tl-208	2.61	2.40 - 2.80

5. Det tekniska utförandet måste medge val av mättid och digital visning av mätvärden. Precisionen i mättiden bör vara bättre än 1%. Användandet av instrumentet underlättas om varningssystem finns för otillåten energidrift och om antalet inräknade pulser överstiger visarfönstrets numeriska omfång. Instrumentet skall naturligtvis vara anpassat för fältbruk.

## MÄTNINGSFÖRFARANDE

Fältmätningar med gammaskräpmetrar kan göras så att precisionen i haltbestämningarna blir hög. Detta förutsätter förutom en noggrann kalibrering och ett kvalitativt gott instrument att val av mätpunkters läge och antal, mättid och mätkonfiguration görs på bästa sätt.

### Strategi

Fältmätningen bör inledas med en rekognoscering av mätobjektet med handburet scintillationsinstrument. Därvid erhålles en god överblick av hur radioaktiviteten varierar inom mätobjektet och samtidigt kan områdets geologi karteras. Förekommande bergarters/jordarters aktivitet kan på detta sätt uppskattas. Beroende på uppdragets mål lokaliserar lämpliga mätplatser. Om mätningarna skall utföras på håll bör dessa uppfylla de krav som ställs i följande avsnitt. En preliminär plan för mätserien uppställs. Denna skall utformas så att justeringar kan göras under mätserien som en följd av erhållna resultat. I det följande redovisas de viktigaste aspekterna som måste beaktas för att ett fullgott resultat skall kunna nås.

### Mätgeometri

Mätobjektets geometri och dess läge i förhållande till detektorn är helt avgörande för mätresultatet. För att erhålla hög precision måste likartade förhållanden råda i fält som vid kalibreringen av instrumentet. I praktiken föreligger två mätkonfigurationer. I det ena fallet placeras detektorn på objektet vars yta skall vara någorlunda plan (sk 2 $\pi$ -konfiguration). I det andra fallet placeras detektorn i en grop i mätobjektet (sk 4 $\pi$ -konfiguration). Det första fallet är det vanligare och används vid mätning på fast berg i form av hållar eller stora block. För att erhålla tillräcklig precision bör hållens yta överstiga 5 m<sup>2</sup>. Mätning i grop användes då jordarters och andra lösa materials

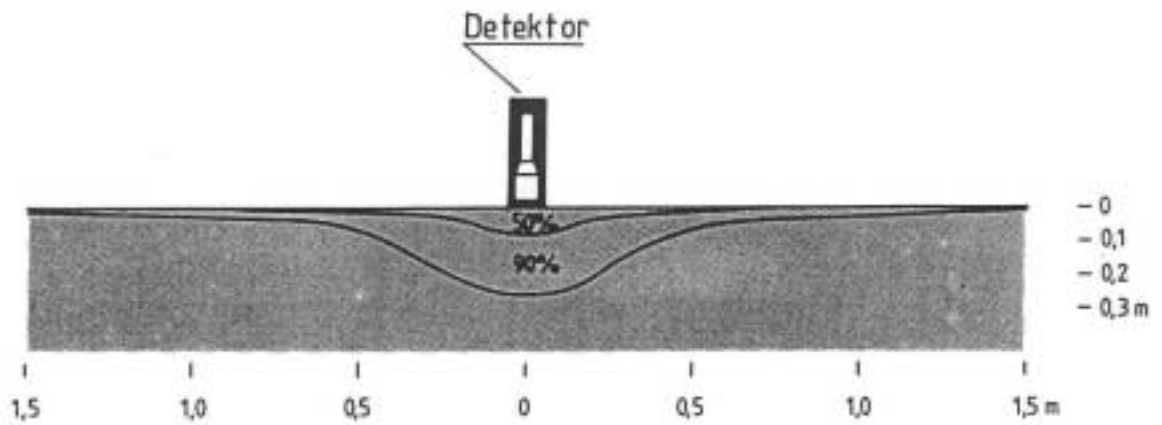


Fig. 3. Mätgeometri ( $\sim 2\pi$ ) och schematisk provvolym vid mätning på berghäll, densitet =  $2,7 \text{ g/cm}^3$ . Linjerna anger den volym som svarar för 50% resp. 90% av den detekterade strålningen.

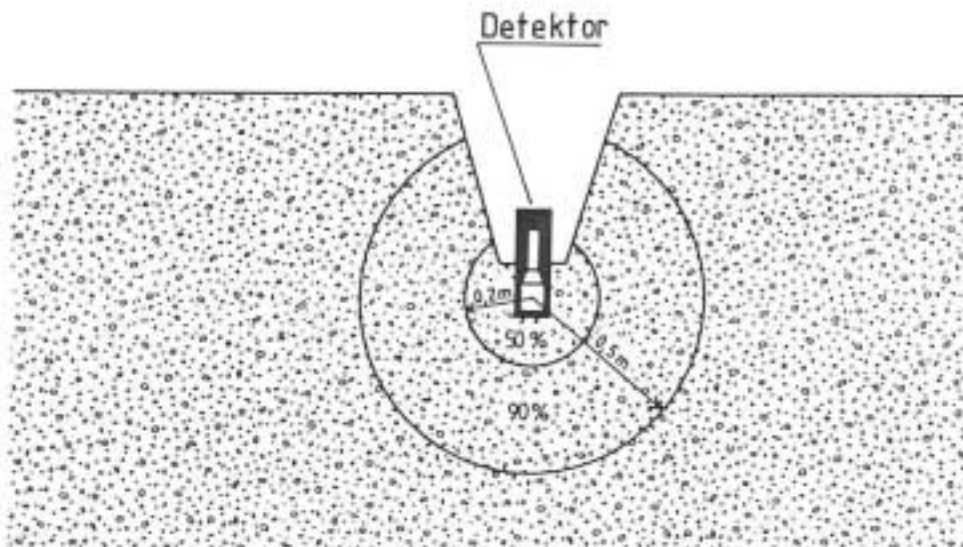


Fig. 4. Mätgeometri ( $\sim 4\pi$ ) och schematisk provvolym vid gropmätning i löst material, t ex sprängsten, densitet =  $1,6 \text{ g/cm}^3$ . Cirklarna anger den volym som svarar för 50% resp. 90% av den detekterade strålningen.

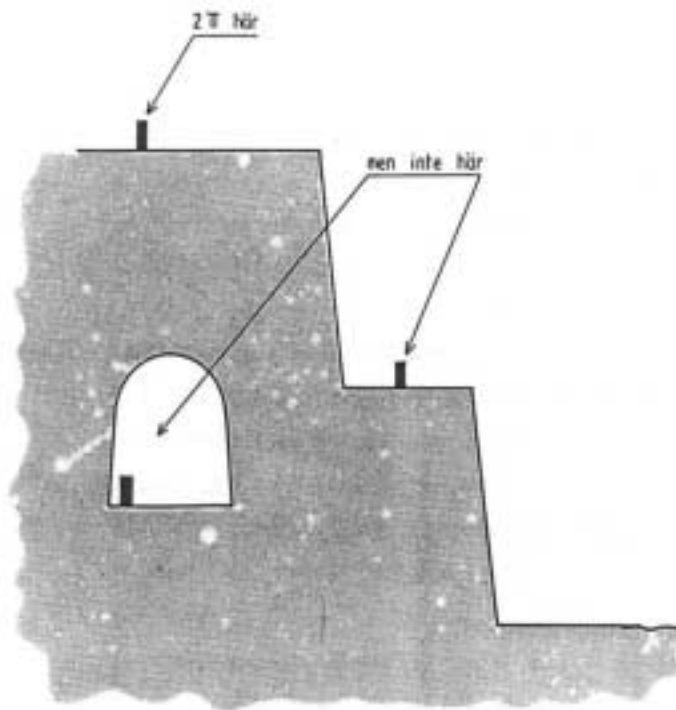


Fig.5. Exempel på mätsituation då standardkalibrering ej gäller eftersom mätgeometrin avviker från plan halvvynd.

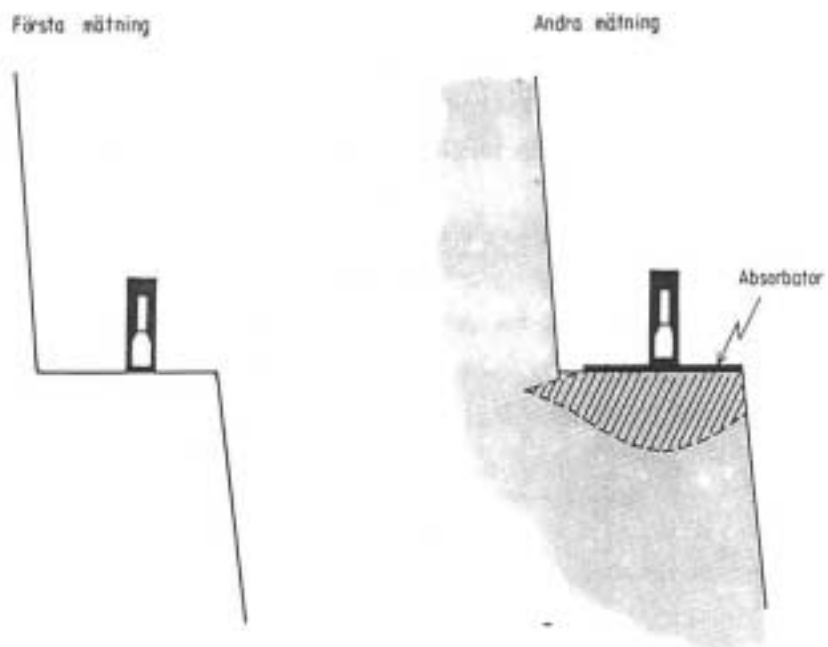


Fig.6. Exempel på differensmätning vid komplicerad mätgeometri. Streckat område utgör det provtagna området.

halter skall bestämmas. Gropen måste formas så att dess geometri är densamma som instrumentet kalibrerats för. I figur 3 och 4 illustreras dessa två mätkonfigurationer liksom den volym instrumentet avkänner. Avviker mätgeometrin väsentligt från de två typfallen, t ex i vissa mätsituationer i stenbrott eller bergrum (figur 5 och 6) kan ändå korrekta resultat erhållas genom att utföra sk differensmätningar (face-scanning). Man använder då en väl kalibrerad absorbator (en stål eller blyplatta) och genomför två mätningar på samma punkt - med och utan absorbator. Differensen mellan dessa två mätningar ger halterna för den del av detektorns synfält som skärmas av absorbatoren (figur 6). Då man här bildar skillnaden mellan två slumpartade händelser måste mättiden väsentligt ökas för att ett statistiskt pålitligt resultat skall erhållas. Vidare måste absorbatoren väljas så att dämpningen blir tillräckligt stor för att erhålla en signifikant differens dvs så att man undviker att bilda differensen mellan två nästan lika stora tal.

#### Mättid

Mättiden i varje punkt avgörs utgående från mätobjektets typ och utifrån den precision som eftersträvas. En längre mättid ger en högre precision eftersom felet är av storleksordningen kvadratroten ur antalet registrerade pulser för en viss kanal. Om kristallvolymen är ca  $350 \text{ cm}^3$  och om mätobjektet har normala halter för granitisk berggrund (3 % K, 5 ppm U och 15 ppm Th respektive  $910 \text{ Bq/kg} \cdot \text{K}$ ,  $61,5 \text{ Bq/kg Ra -226}$  och  $60 \text{ Bq/kg Th -232}$ ) krävs en mättid i varje mätpunkt av 4 till 8 minuter. Genom att mäta 3 till 6 punkter på varje objekt erhålles tillräcklig statistisk precision och undersökningen utförs på tillräcklig stor mätvolym. Ett minimikrav bör vara att uppnå minst 1 000 pulser i vardera av de tre kanalerna.

\* Bq/kg = Becquerel per kilo



### Geologiska bedömningar

Ett mätobjekt utgörs vanligen av en häll eller en jordart eller t ex en viss grusfraktion i ett grustag. Det är fältpersonalens uppgift att avgränsa mätobjekten utgående från uppdragets karaktär och från lokala förhållanden. Radium och toriumhalter i geologiska formationer varierar ofta kraftigt. Mätpunkternas placering och antal måste därför avgöras i fält. En homogen bergart eller jordart kräver en mindre insats än en inhomogen. Endast personal med kunskaper i geologi kan avgöra huruvida ett mätobjekt mäts med ett tillräckligt antal punkter. Eftersom en gammaskpektrometer ger resultat direkt i fält kan man under pågående mätserie fatta beslut om den fortsatta uppläggningsen.

### Sammanfattning

Följande punkter skall beaktas vid mätning med gammaskpektrometer i fält:

- 1 Definiera uppdragets mål
- 2 Rekognoscera
- 3 Avgränsa mätobjekt
- 4 Bestäm mätplatser
- 5 Genomför mätning
- 6 Anpassa mättid till intensitet
- 7 Anpassa antal punkter till homogenitet
- 8 Fortsätt mätning
- 9 Avsluta och sammanställ

### MÄTNING AV BAKGRUND

Bakgrundsstrålning utgörs främst av kosmisk strålning, egenstrålning från instrumentet samt strålning från luftburen radon. Det enklaste sättet att bestämma bakgrundsstrålningen är att mäta över en vattenyta från en båt eller på en lång bryggkonstruktion av trä. Avståndet till land måste överstiga 50 meter. Bakgrundsmätning bör göras för varje uppdrag på en sjö närbelägen mätobjekten. Bakgrundstrålningen varierar främst som en funktion av höjd över havet, latitud, molntäcke samt vind och temperaturförhållanden. Dess storlek motsvarar normalt ca 0.2 % K, 0.5 ppm U och 0.8 ppm Th respektive 60.2 Bq/kg K, 6.2 Bq/kg Ra -226 och 3.2 Bq/kg Th -232. Vid nederbörd förs radon och radondöttrar från luften ner på marken och dessa kan ge en ökning av bakgrundsstrålningen för uran. Följaktligen bör mätningar undvikas vid nederbörd speciellt i inledningskedet. Normalt kan bakgrunden inte bestämmas med bättre precision än ca 0.1 % K, 0.2 ppm U och 0.2 ppm Th respektive 30 Bq/kg K, 3 Bq/kg Ra -226 och 1 Bq/kg torium -232. Bakgrunden sätter en gräns för metodens maximala precision.

### KALIBRERING

I Sverige finns två kalibreringsstationer för gammadetektorer, tillhörande SGU resp SGAB. Den ena ligger vid Dala Airport, Borlänge, och är främst avsedd för kalibrering av flygburen gammadetektorutrustning. Den andra ligger i Malå, Västerbotten. Båda stationerna består av fyra plattor som är 0.5 meter tjocka och med en diameter av 10 meter för Borlängeplattorna och 3 meter för Malåplattorna. De är uppbyggda av staplade betongstenar (SF-sten) med kända halter av kalium, uran, radium och torium. En av plattorna domineras av kalium, en av uran (radium -226), en av torium och en har gjorts med så låga halter som möjligt av alla tre ämnena (den sk bakgrundsplattan). Halter för plattorna återfinnes i nedanstående tabell.

	K %	U ppm	Th ppm
Bakgrundsplatta	0.4 (120)	1.5 (19)	2.4 (10)
Kaliumplatta	7.5 (2300)	1.0 (13)	1.3 (5)
Uranplatta	0.7 (220)	24.8 (305)	2.6 (10)
Toriumplatta	0.6 (190)	3.6 (44)	49.1 (196)

Värden inom parentes är motsvarande uttryckt i Bq/kg.

#### Praktiskt genomförande

Vid kalibreringen placeras instrumentet på plattorna i tur och ordning med början och avslutning på bakgrundsplattan. Varje platta mäts minst 30 minuter för varje konfiguration och varje enskilt instrument. Vid kalibrering för  $4\pi$  lyftes ett antal stenar upp och detektorn sänkes ner i plattan. Det är mycket viktigt att kalibreringen görs med ett noggrant justerat instrument och under torr och stabil väderlek. Räknehastigheterna i de fyra kanalerna antecknas. Bakgrundsplattans värden drages från de andra plattornas värden.

#### Teoretiska beräkningar

Kalibreringens mål är en uppsättning koefficienter  $a_{ij}$  för varje instrument och varje mätkonfiguration sådana att:

$$\text{Kalium \%} = A_1 a_{11} + A_2 a_{12} + A_3 a_{13}$$

$$\text{Uran ppm} = A_1 a_{21} + A_2 a_{22} + A_3 a_{23}$$

$$\text{Torium ppm} = A_1 a_{31} + A_2 a_{32} + A_3 a_{33}$$

där  $A_1$ ,  $A_2$  och  $A_3$  är räknehastigheterna i kanalerna ett till tre i en mätsituation. Kanal 1 är kaliumkanalen, kanal 2 är urankanalen och kanal 3 är toriumkanalen. Låt  $n_{jk}$  vara räknehastigheten för kanal  $j$  och platta  $k$  samt låt  $c_{ik}$  vara halten av ämne  $i$  för platta  $k$ . Bakgrundsplattans värden förutsättes vara fråndragna. Då gäller:

$$c_{ik} = \sum_{j=1}^3 a_{ij} n_{jk}$$

eller med matrisbeteckningar

$$C = AN$$

$$A = CN^{-1}$$

eller

$$a_{ij} = \sum_{k=1}^3 c_{ik} q_{kj}$$

där  $q_{kj}$  är elementen i inversen  $N^{-1}$ .

### Precision

Plattornas halter av kalium, uran -238, radium -226 och torium -232 är bestämda genom analyser av ett femtiotal prov från varje platta. Analyserna har gjorts av fyra olika laboratorier och med skilda metoder. Dessutom har de färdiga plattorna analyserats gammaspektrometriskt. De har samkalibrerats med övriga befintliga kalibreringsstationer i världen. Halterna kan därför anses vara mycket väl kända. Analyserna har också visat att jämvikt råder mellan moderelement och gammastrålande element i uran- och toriumserierna.

### BERÄKNING AV RADIUM- OCH GAMMAINDEX

Kalibreringen möjliggör bestämning av kalium-, uran-, radium- och toriumhalter med stor noggrannhet. Följaktligen kan radium- och gammaindex beräknas.

#### Beräkning av radiumindex

Mätvärden sammanställs för varje mätobjekt. Mätpunkterna sammanvägs och medelvärden för varje kanal beräknas. Bakgrunden från drages. Med hjälp av koefficientmatrisen beräknas halten av radium -226 uttryckt i Bq/kg. Radiumindex ( $m_{Ra}$ ) beräknas enligt

$$m_{Ra} = \frac{C_{Ra}}{200}$$

där  $C_{Ra}$  är halt radium i enheten Bq/kg.

Beräkning av gammaindex

Gammaindex ( $m_Y$ ) beräknas analogt enligt

$$m_Y = \frac{C_K}{10^4} + \frac{C_{Ra}}{10^3} + \frac{C_{Th}}{700}$$

Där  $C_K$  är halt kalium i enheten Bq/kg.

$C_{Ra}$  är halt radium eller ekvivalent uran i enheten Bq/kg

$C_{Th}$  är halt torium i enheten Bq/kg

Beräkning av koncentrationen i enheten Bq/kg

Normalt kalibreras fältspektrometrar i enheten % för kalium samt ppm för uran och torium. Följande relationer gäller vid radioaktiv jämvikt i uran- och toriumserierna mellan dessa enheter och enheten Bq/kg.

1 ppm U är ekvivalent med 12.3 Bq/kg

1 ppm Th är ekvivalent med 4.0 Bq/kg

1 % K är ekvivalent med 310 Bq/kg

FELKÄLLOR

Förutom ev felkällor av instrumentell karaktär är fältpersonalens kunnighet i hög grad avgörande för resultatens kvalitet. De viktigaste felkällorna sammanfattas enligt nedanstående. Därefter behandlas och kommenteras de som hänför sig till gruppen mätfel.

- 1 Kalibreringsfel
- Felaktiga platthalter
- Ojämvikt mellan radium -226 och vismut -214 i plattorna
- Kalibreringen genomförd vid olämplig väderlek

## 2 Instrumentfel

- Felaktigt justerat instrument
- Defekt kristall (vanligtvis spräckt)
- Drift

## 3 Mätfel

- Geometriska fel
- Fel på grund av inhomogeniteter
- Statistiska fel
- Fel på grund av ojämvt i framför allt jordarter
- Fel på grund av vattenhalt

De flesta av dessa felkällor kan elimineras helt eller delvis genom ett noggrant tillvägagångssätt vid kalibrering och fältmätning. Några av dem skall dock kommenteras i det följande.

### Geometriska fel

Vid fältmätning skall den geometri som rådde vid kalibreringen eftersträvas. I praktiken finns inga absolut plana hållar vilket gör att fel introduceras. Om instrumentet placeras med eftertanke kan emellertid felet hållas lågt. Exempelvis erhålles naturligtvis för hög intensitet om detektorn placeras i en sänka i hållen. Om detektorn placeras i en trågformad ränna med sidorna höjande sig ca 10 grader över horisontalplanet erhålles ett ca 10 % för stort värde. Vidare bör beaktas att luftens absorption av gammastrålning är ringa. Gränsen för 50 % absorption av "toriums" 2.61 MeV topp går vid ca 100 meter. Sålunda måste även relativt avlägsna bergväggar beaktas vid mätning under svåra geometriska förhållanden. Exempelvis medför strålning från en 10 meter hög bergvägg som ligger 30 meter från detektorn att de uppmätta halterna av "uran", "radium", "torium" och "kalium" blir ca 10 % högre än vad de i verkligheten är.

### Fel på grund av inhomogeniteter

Om bergarten eller jordarten är kraftigt inhomogen kan mätningen bli missvisande. Om mätningen utförs på en häll av vilken en mindre del har kraftigt förhöjda halter fås naturligtvis felaktiga värden som inte svarar mot den mätta volymens egentliga värde om detektorn bara placeras där halterna är höga. Det är därför viktigt att fältpersonalen kontrollerar de geologiska förhållandena noggrant och undersöker att de utvalda mätplatserna verkligen har en för bergarten eller jordarten representativ radioaktivitet.

### Statistiska fel

Radioaktivt sönderfall följer Poisson-fördelningen. Antag att det i en viss kanal registreras  $m+b$  pulser, där  $b$  utgör bakgrunden i kanalen och  $m$  det egentliga värdet. Standardavvikelsen för hela värdet är  $(m+b)^{1/2}$ . Man erhåller  $m$  genom subtraktionen  $(m+b)-b$ . Därför har  $m$  standardavvikelsen  $(m+2b)^{1/2}$ . Detta samband medför att mättiden måste väljas utgående från förhållandet mellan strålningskällans räknehastighet och bakgrundens. Om man exempelvis önskar en standardavvikelse som är mindre än 10 % och om förhållandet mellan signal och bakgrund är tre så måste det totala antalet registrerade pulser i kanalen överstiga 200. Om signalen är av samma storleksordning som bakgrunden kan ingen bestämning ske. Därför sätts en undre gräns för analyserbara halter och de är som tidigare angivits ca 0.2 % för kalium, ca 0.5 ppm för uran och ca 0.8 ppm för torium. Om dessa halter istället uttrycks i enheten Bq/kg är de för kalium ca 60 Bq/kg för uran och radium -226, ca 6 Bq/kg och för torium ca 3 Bq/kg.

### Fel på grund av sönderfallsojämvikt

Sönderfalls ojämvikt kan föreligga mellan uran och dess dotterisotoper. Detta beror på, som tidigare nämnts, att uran och flera av dess dotterisotoper lätt går i lösning och även vid normala förhållanden (pH 5-7) lakas bort med vatten. Särskilt lätt sker en sådan lakning i jordarter där vattnet kommer åt att påverka de

enskilda uranförande mineralkornen. Därför kan man alltid utgå från att radioaktiv ojämvt förekommer mellan uran och dess dotterisotoper i jordarterna. Uranets dotterisotop radium -226 är däremot svårlöslig vid normala förhållanden (pH 5-7) och blir kvar i jordarten även om uranet delvis bortlakats. Detta betyder att även om ojämvt råder mellan uran -238 och radium -226 behöver det inte innebära att ojämvt även råder mellan radium -226 och dess gammastrålande döttrar.

Radioaktiv ojämvt föreligger, dock sällan inom toriumserien eftersom torium är mycket mer svårlösligt än uran samt att hela serien uppnår jämvkt på ca 35 år och dotterisotopen radon -220 (gas "toron") har en halveringstid på endast 55 sekunder. Kalium är alltid i jämvkt med kaliumisotopen kalium -40.

Då gammaspektrometermätningen görs i ett hål i marken får man räkna med att en del av det radon som bildas i den volym jord som mätningen utförs på har transporterats bort från jordlagret. Därigenom erhålles ett för lågt värde på halten radium-226 i jordlagret. Mätningar av radonavgången visar att av alla bildade radonatomer i en volym jord avgår 10-30 % till luften i porerna i jorden. Om mätningen utförs på så stort djup att radonet inte borttransporterats behöver detta inte medföra ett stort mätfel. Om exempelvis mätningen sker på ca en meters djup kommer felet att bli 1-9 % på grund av att 10-30 % av radonatomerna i jordluften ventilerats bort. Om mätningen utförs grundare än en meter blir naturligtvis felet större. I extremfall upp till 30 %.

Jämvikten mellan radium-224 och den gammastrålande torondottern-208 påverkas endast i liten utsträckning av avgång av toron eftersom toronets korta livslängd (halveringstiden är 55 sekunder) gör att mycket litet av det bildade toronet hinner avgå till atmosfären.



### Fel på grund av vattenhalt

Vid gammaspektrometernätningar i fuktig jord uppmäts lägre värden än för torr jord eftersom en del av gammastrålningen skärmas av det vatten som finns i porerna. Storleken av skärmningen beror på jordarternas porositet och vattenhalten i jordarten (figur 7). Vid en porositet av exempelvis 30 % och 100 % fuktighet i en jordart, det vill säga när alla porer är fyllda med vatten, medför skärmningen att ett ca 16 % lägre mätvärde erhålles än om jordarten hade varit torr. För korrigerig av uppmätt värde på grund av vattnets skärmande effekt användes följande formel:

$$F = \frac{1}{1-M}$$

där F = korrektionsfaktorn för fuktens skärmning

$$M = \text{viktandel porvatten} \left( \frac{\text{porvattnets vikt}}{\text{jordens torrsvikt} + \text{porvattnets vikt}} \right)$$

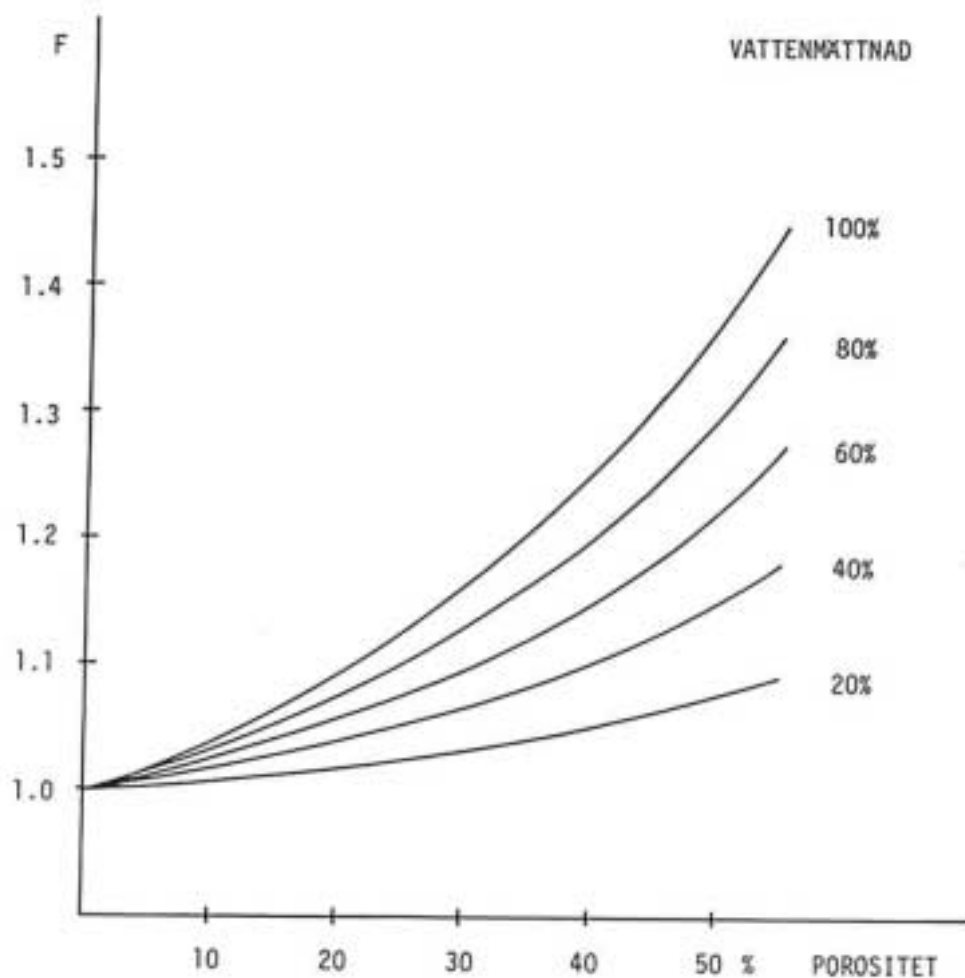


Fig.7. Diagram visande hur porvattnet i en jordart genom skärmning påverkar mätresultatet vid mätning med gammaspektrometer i grävda gropar. Korrektionsfaktorn  $F$  används för att omräkna uppmätt värde till värde för torr jordart.  $F$  är beroende av jordartens densitet, porositet och vattenmättnad. Vid upprättande av detta diagram har jordartens kompaktdensitet antagits vara  $2700 \text{ kg/m}^3$ .

## DISKUSSION

I geologiska sammanhang, främst för uranprospektering och kartering, har gammaspektrometri med handburna instrument varit en metod som använts i Sverige sedan slutet av sextiotalet. Genom en snabb instrumentutveckling och genom de nu existerande kalibreringsmöjligheterna har metoden utvecklats från att ha varit en relativt grov uppskattning av främst förhållandet mellan uran och torium till en analysmetod med en teoretisk precision bättre än 0.2 % för kalium, 0.5 ppm för uran och 0.8 ppm för torium. Genom att metoden möjliggör en anpassning av mätserien till resultaten allteftersom mätningarna framskrider erhålls vid en riktigt utförd undersökning i de flesta fall acceptabel precision. Denna är vanligen bättre än om bestämningen av radium- och gammaindex sker med laboratoriebestämningen på provtaget material. Dessa kan visserligen göras med betydligt bättre teoretisk precision men de har ofta nackdelar i det praktiska genomförandet vilka främst beror på svårigheterna att göra en representativ provtagning av mätobjektet. Det finns emellertid situationer då en laboratoriemetod är att föredraga, främst då långa mätserier på homogent material skall utföras.