Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 58 (1978)

Heft: 3

Artikel: Radiometrische Untersuchungen am Rotondogranit

Autor: Kissling, E. / Labhart, T.P. / Rybach, L.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-45208

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 20.11.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 58, 357–388, 1978

Radiometrische Untersuchungen am Rotondogranit*

von *E. Kissling*[1], *T. P. Labhart*[2] und *L. Rybach*[1]

Abstract

The Rotondo granite (a Hercynian granite stock in the Gotthard massif) is cut for several kilometers by the new Furka railroad tunnel. This enabled a detailed radiometric study of the granite at different levels in order to determine the radioactivity distribution within the granite body. Sampling at the surface and in the tunnel was preceeded by detailed totalcount radioactivity measurements using portable scintillometers and by petrographic and structural investigations. Uranium, thorium and potassium determinations on 171 samples by gamma spectrometry indicate that:

- over a vertical distance of about 1100 m (from surface to tunnel) the U content decreases by 10%, the Th content by 20%.
- heat production is 13% lower at the tunnel level than at the surface. For an exponential decrease of heat production (A) with depth (z), $A(z) = A(o) \star \exp(-z/H)$, this corresponds to H = 7.9 km. The mean heat production of the Rotondogranite at the surface is 4,6 $\mu W/m^3$ and that of the country rock about 2,5 $\mu W/m^3$.
- U and Th show a asymmetric zonation pattern in the granite body with the lowest values (4 ppm U and 20 ppm Th) near the center and the highest values (12 ppm U and 40 ppm Th) in the border zones. The country rock (foliated pre-Hercynian gneisses) exhibits much lower radioactivity
- the U and Th concentration minima are displaced (relative to the geometric center of the granite stock) towards NW. The displacement is more pronounced at the surface than at tunnel level.
- the Rotondo granite shows signs of polyphase deformation: the old (Hercynian), primary "Schlierenbau" has been intensively overprinted by the young (alpine) tectonism in which the directions NE (schistosity) and NW (shear planes) predominate.
- the radioelement distribution pattern found today is caused by the combination of several effects: primary distribution due to the Hercynian emplacement and cooling; secondary, late and postmagmatic redistribution (aplites); influence of alpine tectonism (modification of the batholite shape, leading in fault zones); weathering at the surface.
- U and Th contents are strongly correlated in the Rotondo granite. However, the Th/U ratio is not constant; it decreases exponentially with the U content. Beside this phenomena there is a significant increase of the Th/U ratio from SE to NW.
- a simple linear relationship exists between total radioactivity and radiogenic heat production (scintillation counter measurements in the tunnel/laboratory gamma spectrometry on samples).

From these data it is likely that the zonation pattern of radioactivity distribution in the Rotondo granite has been established during emplacement and cooling; the present asymmetry of the distribution might be the result of the overprinting alpine metamorphism.

Inhalt: **Seite:**

1. Einleitung 358

2. Der Rotondogranit 360

3. Zur Methodik der radiometrischen Feld- und Labormessungen 363
   3.1 Radioaktivitätsmessungen im Gelände 363
   3.2 Gammaspektrometrische Labormessungen 365

4. Untersuchungen an der Oberfläche 365
   4.1 Petrographie 365
   4.2 Radiometrische Vermessung 366
   4.3 Probennetz und Probennahme 367
   4.4 Die Verteilung der Radioelemente 369
      4.4.1 Uran 370
      4.4.2 Thorium 370
      4.4.3 Kalium 372
      4.4.4 Th/U-Verhältnis 372

5. Untersuchungen im Stollen 372
   5.1 Der Furkatunnel 372
   5.2 Petrographische und strukturelle Aspekte 372
   5.3 Das Stollen-Radioaktivitätsprofil 374
   5.4 Die Variation von Uran, Thorium und Th/U im Stollenprofil 375

6. Uran und Thorium im Rotondogranit 376
   6.1 Vergleich der Stollen- und Oberflächenbefunde 376
   6.2 Verteilungsmechanismen 378
   6.3 Rekonstruktionsversuch 381

7. Literaturverzeichnis 387

1. Einleitung

Bei geodynamischen Prozessen spielen die radiogenen Wärmequellen der Lithosphäre eine entscheidende Rolle, wobei es insbesondere auf die *Verteilung* der wichtigsten wärmeproduzierenden Elemente Uran, Thorium und Kalium ankommt. Unter der Annahme, dass diese Elemente sich bei ihrer Anreicherung in der kontinentalen Erdkruste geochemisch ähnlich verhalten wie bei der magmatischen Differentiation, bieten sich granitische Gesteine (sauere Differentions-Endglieder mit der höchsten Radioaktivität) als ideale Untersuchungsobjekte für Verteilungsstudien an. Dabei soll aus den in Granitkörpern

---

[1] Institut für Geophysik der ETH Zürich, CH-8093 Zürich
[2] Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern, CH-3012 Bern
* Mitteilung Nr. 220 aus dem Institut für Geophysik, ETH Zürich

gewonnenen Verteilungsbildern auf den *Verteilungsmechanismus* geschlossen werden. Bei alpinen Graniten ist zudem noch besondere Aufmerksamkeit dem Einfluss von Deformation und Metamorphose zu schenken.

Die Radioaktivität der Granite war in den letzten Jahren das Thema mehrerer Publikationen unserer Arbeitsgruppe (LABHART und RYBACH 1971, 1972, 1974 und 1976; RYBACH und LABHART 1973). Meist wurde Probenmaterial aus Stollenbauten untersucht, das heisst, es wurden eindimensionale Profile durch Granitstöcke gelegt. Der kontinuierlichen Aufschlüsse wegen liefern solche Querschnitte wichtige Informationen. Offen blieb dabei aber immer die Frage nach der *räumlichen* Verteilung der Radioaktivität in den Granitkörpern; das war umso bedauerlicher, als in vielen Fällen eine Abhängigkeit der Uran- und Thoriumgehalte der Granitproben von der Lage im Granitstock festgestellt werden konnte.

Über einen Versuch, die zweite und dritte Dimension zu erfassen, wurde kürzlich berichtet (LABHART und RYBACH 1976): über den günstigen Fall nämlich, in dem drei parallele Stollenprofile durch den Zentralen Aaregranit ausgewertet werden konnten (Gotthard-Göscheneralp-Grimsel).

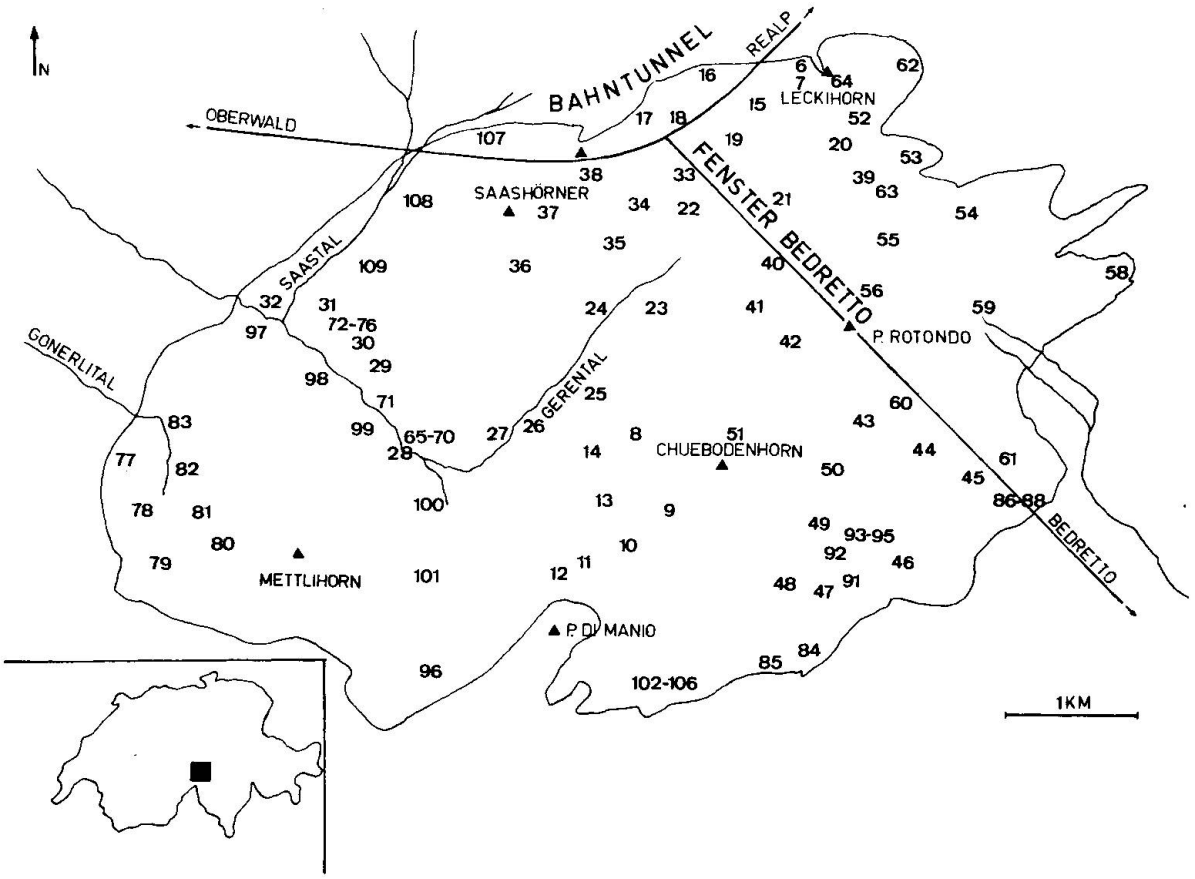


Fig. 1: Geographische Übersicht des Untersuchungsgebietes mit Umriss des Granitstockes, Verlauf der Stollen, Probenentnahmestellen mit Probenummern.

Mit dem Bau des Furka-Basistunnels Oberwald–Realp und des Baufensters Bedretto bot sich eine neue Möglichkeit an. Diese Stollen durchfahren den Rotondogranit (wenn auch etwas exzentrisch) in einem Nord–Süd- und einem West–Ost-Profil (Fig. 1). Mit seiner überblickbaren Grösse (Oberfläche von knapp 30 km^2) und seiner gut umgrenzten Stockform bot sich der Granit auch für radiometrische Oberflächenstudien an. Auch hatten frühere Untersuchungen gezeigt, dass im Rotondogranit interessante radiometrische Verhältnisse zu erwarten waren (RYBACH, HAFNER und WEIBEL 1962; s. Abschnitt 2).

Die Arbeitsteilung für die Geländearbeiten war folgende: E. Kissling untersuchte im Rahmen seiner Diplomarbeit an der ETHZ (Leitung: L. Rybach) die radiometrischen Verhältnisse des Rotondogranits an der Oberfläche. Er besorgte auch die gammaspektrometrischen Labormessungen. Die Stollenuntersuchungen erfolgten weitgehend durch T. Labhart, der sich vor allem auch den petrographischen Aspekten der Arbeit annahm. Die Auswertung erfolgte durch alle drei Autoren gemeinsam.

Um die durch die äusseren Verhältnisse gegebene unterschiedliche Arbeitsweise an der Oberfläche und im Stollen hervorzuheben, sollen im folgenden die Oberflächen- und die Stollenbefunde vorerst getrennt dargestellt werden (Abschnitte 4 und 5). Ziel der Arbeit bleibt aber der Versuch, die räumliche Verteilung der Radioelemente in einem Granitstock zu erfassen, um daraus auf die Verteilungsprozesse zu schliessen, wenn möglich im Zusammenhang mit der geologischen Geschichte dieses Granits (Abschnitt 6).

2. Der Rotondogranit

(Zusammenfassung aufgrund der wichtigsten Arbeiten bis 1976)[3]

Der Rotondogranit bildet im westlichen Gotthardmassiv zwischen Gonerli- und Witenwasserental einen im Kartenbild ovalen Stock von knapp 30 km^2 Oberfläche. Ohne direkte Verbindung mit dieser Hauptmasse zieht ein östlicher Ausläufer dem Südrand des Fibbiagranitgneises entlang gegen den Gotthardpass («Lucendrogranit» und «Tremolagranit»); auch der isolierte kleine Granitstock des Monte Prosa östlich der Gotthard-Passhöhe wird zum Rotondogranit s. l. gerechnet.

Der Granit durchbricht mit scharfem Intrusivkontakt die altkristallinen Gneisserien des Gotthardmassivs (Cavanna-Serie, Distelgrat-/Guspis-Zone usw.). Dabei wird die Bänderung der Gneise und Amphibolite diskordant abgeschnitten. Der Kontakt zum Fibbia-Granitgneis ist alpintektonisch stark überprägt. Eine kontaktmetamorphe Beeinflussung der Nebengesteine wurde mit

[3] insbesondere: SONDER (1921); KVALE (1957 und 1966); HAFNER (1958); GRÜNENFELDER & HAFNER (1926); RYBACH, HAFNER & WEIBEL (1962); JAEGER & NIGGLI (1964); STECK (1976).

Ausnahme einer Umkristallisation amphibolführender Gesteine im Meterbereich nicht festgestellt (HAFNER 1958, S. 265 u. 269).

Der Granitstock wird als petrographisch sehr einheitlich gebaut beschrieben. SONDER (1921, S. 17) sprach von «eintönigem» Aufbau. Verschiedene Bearbeiter erwähnen eine aplitische Randfazies im Zehnmeter- bis Hundertmeterbereich (SONDER 1921, S. 17; HAFNER 1958). Gneisschollen im Granitinnern sind sehr selten; HAFNER (1958, S. 264) erwähnt eine 100 m lange Scholle von «Fibbiagneis» im Zentrum des Granits, die auch auf dem Atlasblatt Bedretto ausgeschieden ist. Am Kontakt hingegen können Gneispakete dem Granit eingelagert oder dachartig aufgelagert sein (Poncione di Manio, Pizzo Gallina, Leckihorn).

Aplitgänge sind vor allem am Kontakt zu finden; sie können in das Nebengestein hineinreichen. Lamprophyrgänge sind in geringer Zahl im ganzen Granitstock zu finden (vgl. Atlasblatt Bedretto, wo im Hauptstock insgesamt 6 Lamprophyrgänge auskartiert sind; HAFNER, 1975).

Der Rotondogranit ist ein helles, fein- bis mittelkörniges, in vielen Handstücken auffallend massiges Gestein. Charakteristisch ist der bräunliche Quarz, die oft grünlichen Feldspäte, die Nester dunklen Biotits und der kaum je fehlende Granat. Der mittlere Modalbestand (nach GRÜNENDELDER und HAFNER, 1962) zeigt Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat in annähernd gleichen Mengen von je 30–33% sowie einen sehr geringen Biotitgehalt (Mittel 3%).

Die Meinungen der Bearbeiter über Alter und Art des Korngefüges gehen weit auseinander (vielleicht zum Teil bedingt durch Untersuchungen an unterschiedlichem Probenmaterial). HAFNER (1958, S. 263): «Es ist wahrscheinlich, dass im Gefüge des Rotondogranits eine echte granitische Struktur vorliegt, die nur durch mechanische Beanspruchung etwas verformt worden ist und vermutlich keine bedeutenden Umkristallisationen erfahren hat». GRÜNENFELDER und HAFNER (1962, S. 183): «Die nachträgliche Überprägung... stellt keinen Beweis für das Vorhandensein einer eigentlichen Gesteinsmetamorphose (zum Beispiel Epimetamorphose) dar». STECK (1976) hingegen betrachtet mit Ausnahme von Zirkon und Apatit *sämtliche Mineralien* des Granits als alpin um- oder neukristallisiert und bezeichnet das Gefüge als typisches Orthogneisgefüge.

Das gegenüber den altkristallinen Nebengesteinen und dem Fibbia- bzw. Gamsbodengneis weit weniger ausgeprägte Parallelgefüge bewog KVALE (1957), ein junges, alpines Alter des Rotondogranits zu postulieren. Bis zu diesem Zeitpunkt hatte man Rotondogranit, Gamsbodengranitgneis, Fibbiagranitgneis und die Medelser/Cristallina-Masse als hercynische, alpin überprägte Plutonite angesehen. Während seitdem das hercynische Alter für die anderen Eruptiva durch radiometrische Altersbestimmungen bestätigt wurde (GRÜNENFELDER 1962), ist beim Rotondogranit bis heute eine Unsicherheit geblieben.

GRÜNENFELDER und HAFNER (1962) fanden mit Uran-Blei-Altersbestimmungen an inhomogenen Zirkongemischen fast konkordante Alter von 140 ± 10 Mio Jahren, wobei dieser Wert mit grosser Wahrscheinlichkeit nicht einem geologischen Ereignis, sondern einem Mischalter entspricht. Eine Rubidium-Strontium-Gesamtgesteins-Isochrone von JÄGER und NIGGLI (1964) ergab mit 260 ± 10 Mio Jahren einen hercynischen Alterswert. Die Rb/Sr-Isotopenverteilung zwischen Biotit, Kalifeldspat, Plagioklas und dem Gesamtgestein deutet auf einen Sr-Isotopen-Austausch bei 13 Mio Jahren hin. JÄGER und NIGGLI (1964) schliessen eine alpine Intrusion aus: die 260 Mio Jahre stellen nach ihnen den Zeitpunkt der chemischen Bildung des Rotondogranit-Magmas (und höchstwahrscheinlich das Intrusionsalter) dar, der jüngere Alterswert den Endpunkt einer jungen (also alpinen) Erwärmung, welche auch die Verjüngung der U/Pb-Alter der Zirkone bewirkte.

Die *geochemischen Verhältnisse* des Granits sind bis jetzt nie systematisch untersucht worden. Die bisher einzigen Gesamtanalysen (SONDER 1921) zeigen einen «aplitgranitischen» Chemismus mit einem hohen Wert für SiO_2 (um 75%). RYBACH et al. (1962) ermittelten an zahlreichen Proben die Gehalte an K, Ca und Na. Sie betragen:

K_2O	4.45%	(Mittel aus 26 Analysen)
CaO	0.56%	(Mittel aus 26 Analysen)
Na_2O	3.82%	(Mittel aus 6 Analysen im Kern des Granits)
Na_2O	4.30%	(Mittel aus 20 Analysen am Rand des Granits)

Nach den geochemischen Resultaten von RYBACH et al. (1962) gehören Lucendro- und Tremolagranit nicht zur Hauptmasse des Rotondogranits.

HIRSCHI (1928) stellte als erster den recht hohen Radioelementgehalt des Rotondogranits fest; er gibt den Urangehalt einer Probe mit 14,1 ppm und den Thoriumgehalt mit 65 ppm an. Die erste systematische Untersuchung der *radiometrischen Verhältnisse* im Rotondogranit haben RYBACH et al. (1962) unternommen, durch die Messung der Gesamtaktivität an 50 Gesteinsproben von der Oberfläche, mit einer z. T. selbstgebauten Apparatur (RYBACH 1961). Die angewandte Messmethode erlaubte die Angabe des Uran- und Thoriumgehaltes nur in Uranäquivalenten: (U+Th) ppm eU. Dabei stellte sich ein Zonarbau der Radioaktivität heraus, indem sich der Granit an der Oberfläche in einen weniger radioaktiven Kern (Mittel aus 11 Proben: 17 ppm eU) und eine höher aktive Randzone (Mittel aus 39 Proben: 22,4 ppm eU) gliedern liess. Eine Asymmetrie der Zonarverteilung zeichnete sich bereits ab. Ferner wurde festgestellt, dass bei verwitterten Proben die Streuung der (U+Th)-Gehalte zunimmt (bei mehr oder weniger gleichbleibendem Mittelwert). Auch wurde die insgesamt höhere Radioaktivität des Rotondogranits gegenüber dem Fibbia-Granitgneis (16,0 ppm eU) und dem Gamsboden-Granitgneis (16,3 ppm eU) bestätigt (vgl. HIRSCHI 1928).

3. Zur Methodik der radiometrischen Feld- und Labormessungen

3.1 RADIOAKTIVITÄTSMESSUNGEN IM GELÄNDE

Unsere Feldradioaktivitätsmessungen im Stollen und an der Oberfläche wurden mit Szintillometern vom Typ SRAT SPP2 durchgeführt. Zur Eichung der Geräteskala (cps = counts per second) diente eine ^{226}Ra-Nadel bekannter Quellenstärke und Dosiskonstante. Durch eine Messreihe (unterschiedliche Abstände des Messgerätes zur Strahlungsquelle) wurde ein Umrechnungsfaktor von 1 cps = 0,2 Mikroröntgen/Stunde bestimmt.

Was besagt der bei einer Messung an einem bestimmten Oberflächenaufschluss vom Messgerät angezeigte Ausschlag in cps? Dieser Wert wird durch folgende Faktoren beeinflusst:

1. Von der Gesamtaktivität des Gesteins der Messstelle. Dabei spielt die Geometrie des Aufschlusses, das heisst der Raumwinkel der Messung, eine entscheidende Rolle. Extrem unterschiedliche, im Feld aber häufig anzutreffende Verhältnisse wären das Messen auf einer Felsrippe, auf einer ebenen Gletscherschlifffläche oder aber in Felsspalten, schmalen Couloirs und zwischen Blöcken.
2. Von der Absorption der Gesteinsstrahlung in der Luft. Da die Halbwertsbreite von Gammastrahlen von 1 MeV in Luft 190 m beträgt (FOEHN 1965) ist nicht nur die Geometrie der Messstelle, sondern auch die Topographie der weiteren Umgebung von Bedeutung (Lage des Aufschlusses in einem Tal, auf einer Hochebene, einem Grat usw.).
3. Von der Intensität der (höhenabhängigen) kosmischen Strahlung.
4. Vom Radongehalt der Luft.

Die Faktoren 2–4 werden oft als «Umgebungsstrahlung» zusammengefasst. Mit einer Bleiabschirmung der Detektorsonde könnte ein einheitlicher Raumwinkel für alle Messungen erzielt werden, bei gleichzeitiger Ausschaltung des Einflusses der Umgebungsstrahlung. Leider sind wirksame Bleimäntel für den ohnehin mühsamen Gebirgseinsatz zu schwer.

Wesentlich günstiger sind die Bedingungen für Radioaktivitätsmessungen im Stollen. Die Messgeometrie bleibt praktisch konstant und die kosmische Strahlung wird durch die überlagernden Gesteinsmassen nahezu vollständig abgeschirmt. Die grösste Fehlerquelle für vergleichende Messungen ist der schwankende Gehalt der Stollenluft an Radon und seinen Folgeprodukten. In mehreren, in granitischen Gesteinen vorgetriebenen Stollen der Schweiz konnten in den letzten Jahren z. T. beträchliche Radonkonzentrationen nachgewiesen werden, sei es qualitativ durch zeitlich stark schwankende Radioaktivitätswerte (LABHART 1976) oder quantitativ durch direkte Messungen (SUVA 1976). Messungen der SUVA im Furkatunnel (mündliche Mitteilung E. KAUFMANN ergaben für gewisse Stollenabschnitte während bestimmter Bauphasen sehr hohe Werte; das gilt vor allem für den Bahntunnel in der Umgebung des

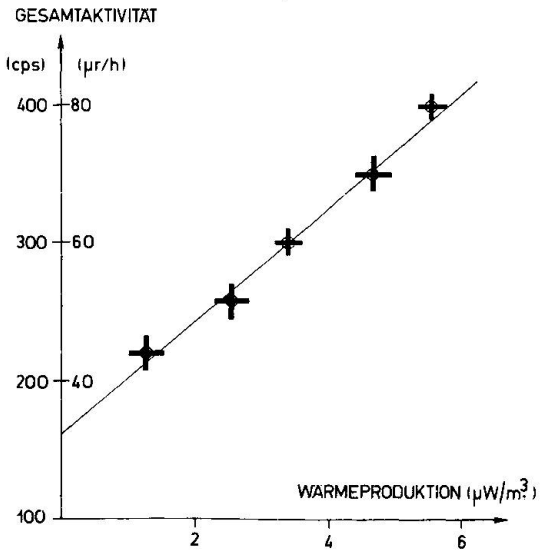


Fig. 2: Lineare Beziehung zwischen den mittleren Gesamtaktivitätswerten im Tunnel (Szintillometer-Messung in cps-Einheiten) und den an Gesteinsproben gammaspektrometrisch bestimmten Wärmeproduktionsraten (Einheit: $\mu W/m^3$).

Kreuzungspunktes (vgl. Fig. 1), solange der Durchschlag Richtung Oberwald nicht erfolgt war. Im Vergleich mehrerer, zu verschiedenen Zeitpunkten aufgenommener Gammalogs kann für diese Strecke gezeigt werden, wie sehr Radongehalte im ungünstigen Fall die Stollen-Radioaktivitätsmessungen beeinflussen können (Tafel I, Profil I).

Im Fenster Bedretto war der Radongehalt wesentlich niedriger als im Bahntunnel, und er war (zumindest während unserer Radioaktivitätsmessungen) annähernd konstant. Wir erhielten bei verschiedenen Begehungen auf identischen Messstrecken auch annähernd identische Gammalogs. Aus dem Datenmaterial liess sich eine lineare Beziehung zwischen der Gesamtaktivität G (gemessen im Stollen mit dem SRAT-Szintillometer in cps) und der Wärmeproduktionsrate A^4 (in $\mu W/m^3$) ableiten:

$$G = 160 + 41{,}3\ A \text{ (Fig. 2).}$$

Mit Hilfe dieser Beziehung kann von der im Gammalog gemessenen Gesamtaktivität im Stollen auf die Wärmeproduktionsrate des umgebenden Gesteins geschlossen werden. Der hohe Anfangswert von 160 cps bei einer Wärmeproduktionsrate von $A = 0\ \mu W/m^3$ ist bedingt durch den oben diskutierten recht hohen Background von Radon und seinen Folgeprodukten.

$$^4A = 0{,}136\ g\ (0{,}73 \cdot C_u + 0{,}20\ C_{Th} + 0{,}27 \cdot C_K)$$

C_U	=	Urangehalt in (ppm)
C_{Th}	=	Thoriumgehalt in (ppm)
C_K	=	Kaliumgehalt in (%)
ρ	=	Gesteinsdichte (g/cm^3)
1 ppm	=	1 part per million = 1g/to

3.2 GAMMASPEKTROMETRISCHE LABORMESSUNGEN

Für die Labormessungen an pulverisierten Gesteinsproben stand ein Messplatz des Instituts für Geophysik der ETH Zürich zur Verfügung. Dieser war ausgerüstet mit zwei Szintillationsdetektoren und einem 1024-Kanal-Analysator. Eine genaue Beschreibung der Anlage und der Messtechnik im allgemeinen findet sich in RYBACH (1976). Durch die Einführung einer Dichtekorrektur und einer verfeinerten Eichung der Apparatur konnte die Messgenauigkeit erhöht werden. WINKLER (1974) bestimmte die Abhängigkeit der gemessenen Aktivität eines Probenpulvers von dessen Schüttungsdichte. Die Eichung der Anlage, eine der möglichen Fehlerquellen des Verfahrens, erfolgte mit Standards bekannter Uran-, Thorium- und Kaliumkonzentration (vgl. RYBACH 1971). Ein Computerprogramm auf der Basis eines Ausgleichsverfahrens erlaubte die Berechnung der besten mittleren Konstanten aus den Spektren von 12 Standards. Mit diesen Konstanten wurden für jede Probe die Radioelementgehalte zunächst näherungsweise bestimmt, um zur genauen Berechnung der Uran-, Thorium- und Kaliumkonzentration jenen Standard auszuwählen, der am besten mit dem Probenmaterial übereinstimmte (Berücksichtigung der Konzentrationsabhängigkeit der Eichfaktoren). Kontrollmessungen an chemisch analysierten Proben ergaben für die im Rotondogranit auftretenden Konzentrationsbereiche maximale Fehler von $\pm 10\%$. Analysiert wurden Gesteinsproben (pulverisiert) von 400–450 Gramm. Die Berechnung der Wärmeproduktionsraten erfolgte mit einer einheitlichen Gesteinsdichte von 2.70 g/cm 3.

4. Untersuchungen an der Oberfläche

4.1 PETROGRAPHIE

Angesichts der Tatsache, dass der Rotondogranit petrographisch recht gut untersucht ist (vgl. Kap. 2) und zudem eine Kartierung aus jüngster Zeit (Blatt Bedretto, HAFNER, 1975) vorliegt, waren an der Oberfläche keine zusätzlichen petrographischen Untersuchungen vorgesehen. Sie hätten auch den Rahmen dieser vorwiegend radiometrischen Arbeit gesprengt. Die Referenzstücke der 104 für die U/Th/K-Bestimmungen entnommenen Proben wurden ebenfalls vorderhand nicht weiter untersucht. Hingegen richteten wir nach Vorliegen der ersten Stollenbeobachtungen unser Augenmerk vermehrt auf Anzeichen der Tektonisierung, über die an der Oberfläche so gut wie nichts bekannt war. Dabei zeigte es sich, dass der Rotondogranit zwar als ausgesprochen homogener Gesteinskomplex bezeichnet werden muss, was seine Mineralogie anbelangt, dass er aber trotzdem seinem von Auge sichtbaren Gefüge nach in zwei Gebiete aufgeteilt werden kann.

Im *südöstlichen Teil* um Chüebodenhorn, P. Rotondo und Gerenhorn liegt er als sehr massiger, mittelkörniger Granit vor. Wir finden hier eine grosse Zahl von mit Rauchquartz gefüllten Klüften und Aplitgängen. Als Parallelgefüge treten lediglich weitständige S-Flächen mit einem phengitischen Glimmer auf. Infolgedessen zerfällt der Granit in mächtige Blöcke.

Der *nordwestliche und nördliche Teil* zeigt eine deutlich stärkere Tektonisierung. Die eingemessenen Planargefüge sind in Fig. 3 undifferenziert zusammengestellt. In vielen Fällen konnte aber eine ENE-streichende Schieferung und ein System von NNW-streichenden Bruchflächen ausgeschieden werden. Im Bereich des Gerentales wurden mehrere NE-streichende Bruchzonen grösserer Ausdehnung beobachtet.

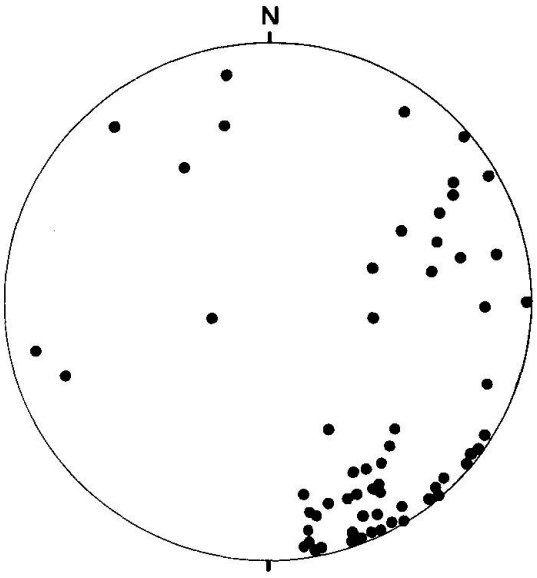


Fig. 3: Planargefüge an der Oberfläche.

4.2 RADIOMETRISCHE VERMESSUNG

Nach den Überlegungen im Abschnitt 3.1 war zu erwarten, dass die radiometrische Vermessung an der Oberfläche höchstens ein qualitatives Bild der Radioaktivitätsverteilung im Granitstock geben würde. Dennoch wurden bei allen Begehungen für Probenahmen auch Szintillometermessungen durchgeführt. Damit konnten zum Beispiel grössere Areale mit fast gleichbleibender Radioaktivität abgegrenzt werden, in denen dann weniger Proben entnommen werden mussten als in Gebieten mit offensichtlich rasch wechselnder Radioaktivität. Auch Scherzonen im Granit konnten aufgrund ihrer sprunghaft erhöhten Aktivität ausgeschieden werden. Die in Fig. 4 zusammengestellten Werte entsprechen den am jeweiligen Oberflächenaufschluss ermittelten SRAT-Messwerten, vermindert um den Betrag der kosmischen Strahlung auf dem entsprechenden Höhenniveau (Korrekturdiagramm von HERBST 1964).

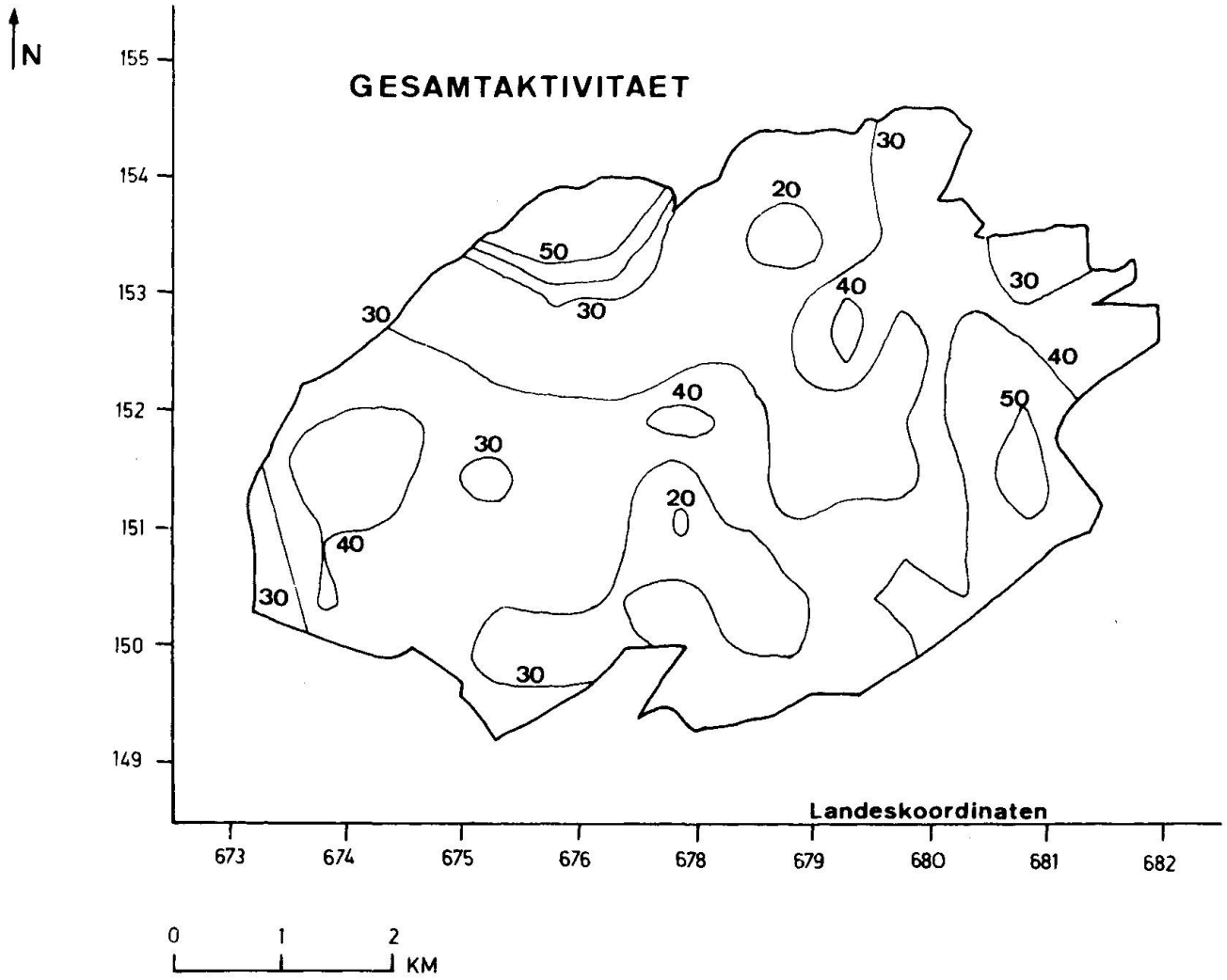


Fig. 4: Gesamtaktivitätsmessungen an der Oberfläche (Linien gleicher Radioaktivität, korrigiert für die höhenabhängige kosmische Strahlung). Einheit: Mikroröntgen/Stunde.

Auch wenn die beiden Maxima von 50 μR/h am Rand des Granitstockes liegen, so machen sich die beschriebenen Umwelteinflüsse (Abschnitt 3.1) in der grossen Zahl relativer Minima und Maxima bemerkbar und stören das Gesamtbild derart, dass eine quantitative Auswertung unmöglich wird.

4.3 PROBENNETZ UND PROBENENTNAHME

Das Untersuchungsgebiet ist gekennzeichnet durch hochalpine Erscheinungsformen und geprägt von Fels, Schutt, Schnee und Eis. Insgesamt wurden bei einer Oberfläche von knapp 30 km² im Rotondogranit 104 Proben entnommen. Topographische und geologische Gegebenheiten verunmöglichten die Anlage eines geometrisch regelmässigen Probennetzes (Fig. 1), doch wurde bei der Wahl der Probestellen auf die Verteilung der Radioaktivität (Szintillo-

metermessungen) Rücksicht genommen. Selbstverständlich versuchten wir möglichst frisches, unverwittertes Material zu gewinnen. Auch uns stellte sich aber die jedem Geochemiker und Petrographen geläufige Frage: Inwiefern ist (auch im «homogenen» Granit) eine Probe von 700–900 g, die an einer bestimmten Stelle eines Aufschlusses entnommen wird, repräsentativ für diesen Aufschluss oder gar seine weitere Umgebung? Und, in unserem speziellen Fall: Wie gross ist angesichts der leichten Oxidier- und Mobilisierbarkeit des Urans der Einfluss schwacher Verwitterung?

Um solche Fragen wenigstens an einer Stelle zu klären, wurden an zwei Aufschlüssen im Gerental mehrere Proben in Meterabständen entnommen, nämlich

- an einem Aufschluss mit angewittertem Granit die Proben Ro 65–70 (wobei die äussersten drei cm der Verwitterungskruste weggeschlagen wurden) und
- an einem etwa 5×4×4 m grossen Block frischen Granits die Proben Ro 72–76.

Die Uran- und Thoriumgehalte dieser zwei Probenserien sind in Fig. 5 zusammengestellt. Im frischen Granit (Proben Ro 72–76) liegt die Variation der U- und der Th-Gehalte innerhalb der Messgenauigkeit. Wichtig ist die Feststellung, dass die hier im Aufschluss auftretenden Schwankungen weit geringer

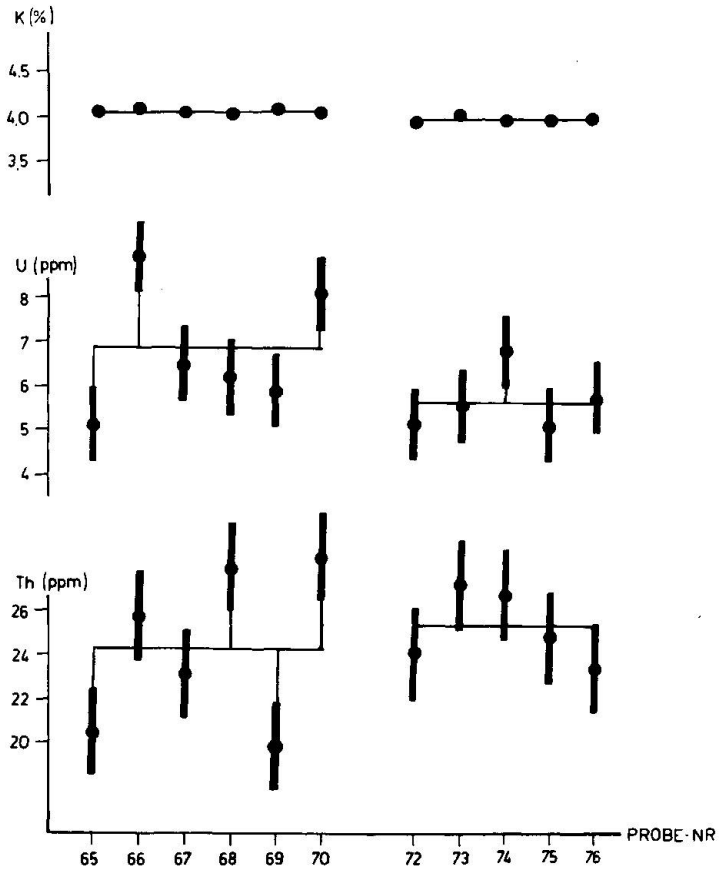


Fig. 5: Einfluss der Verwitterung und Variation der Uran- und Thoriumgehalte im Meterbereich (siehe Text).

sind als die Konzentrationsunterschiede zwischen dem Rand und dem Kern des Granitstocks (vgl. Fig. 6). Im leicht angewitterten Granit (Proben Ro 65–70) ist die Streuung der Messwerte doppelt so gross als im frischen Granit.

4.4 DIE VERTEILUNG DER RADIOELEMENTE

Um eine Übersicht über die Verteilung der Radioelemente an der Oberfläche zu gewinnen, mussten die im Labor bestimmten Uran- und Thoriumwerte in der Form von Isolinienkarten dargestellt werden (vgl. Fig. 6 und 7). Ein Interpolationsprogramm von E. Klingelé (Institut für Geophysik, Zürich) zeichnet die Isolinien eines zweidimensionalen Polynoms, das durch die gemessenen Werte gelegt wird. Die Figuren 6 und 7 enthalten nur Angaben von Granitproben, nicht aber solche aus Aplit- oder Lamprophyrgängen. Aplitgänge (A in Fig. 11) weisen erhöhte Uran- und Thoriumgehalte bei niedrigem Th/U-Verhältnis auf, Lamprophyrgänge (L in Fig. 11) enthalten wenig Radioelemente.

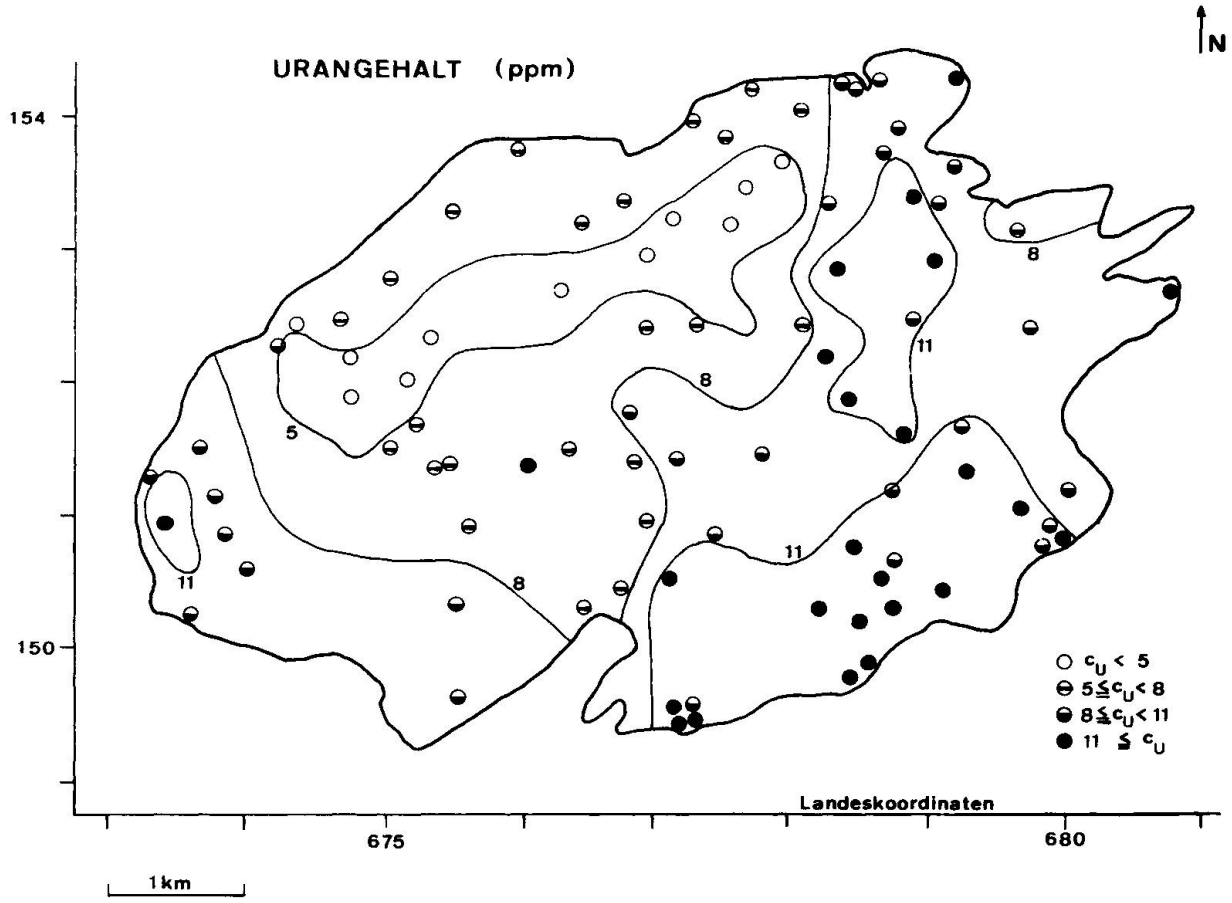


Fig. 6: Verteilung von Uran (ppm) an der Oberfläche.

4.4.1 Uran (Fig. 6)

Eine geschlossene, breite Randzone mit für Granite erheblichen Urangehalten von 9 bis 14 ppm erstreckt sich vom Westende des Granitstocks über den Südrand bis in seine nordöstliche Ecke. Der Unterbruch im Süden beim Poncione di Manió ist durch die dort dem Granit aufsitzende Gneiskappe bedingt. Von dieser Zone aus nehmen die Urangehalte gegen das Innere des Granitstocks sukzessive ab, um in einem langgestreckten Areal im Nordwestteil Minimalwerte von unter 5 ppm zu erreichen.

Gegen den Nordwestkontakt hin ist wieder ein deutlicher, wenn auch geringer Anstieg auf 6-7 ppm festzustellen.

Die Uranverteilung zeigt einen deutlichen Zonarbau mit uranreicheren Rand- und uranärmeren Zentralzonen; auffällig ist die asymmetrische Lage der Minimalzonen in Bezug auf den Granitstock. Der Anreicherungsfaktor der Randzonen beträgt 2,5 bis 3.

4.4.2 Thorium (Fig. 7)

Auch beim Thorium zeichnet sich eine zonare Verteilung ab, mit Werten von 25 bis 40 ppm und mehr in den Randzonen und Werten von unter 25 ppm in einer etwas asymmetrisch im Nordwesten gelegenen Zentralzone. Der Mittelwert der Zentralzone beträgt etwa 21 ppm, derjenige der Randzonen etwa 37 ppm; bezogen auf diese zwei Mittelwerte beträgt der Anreicherungsfaktor 1,8.

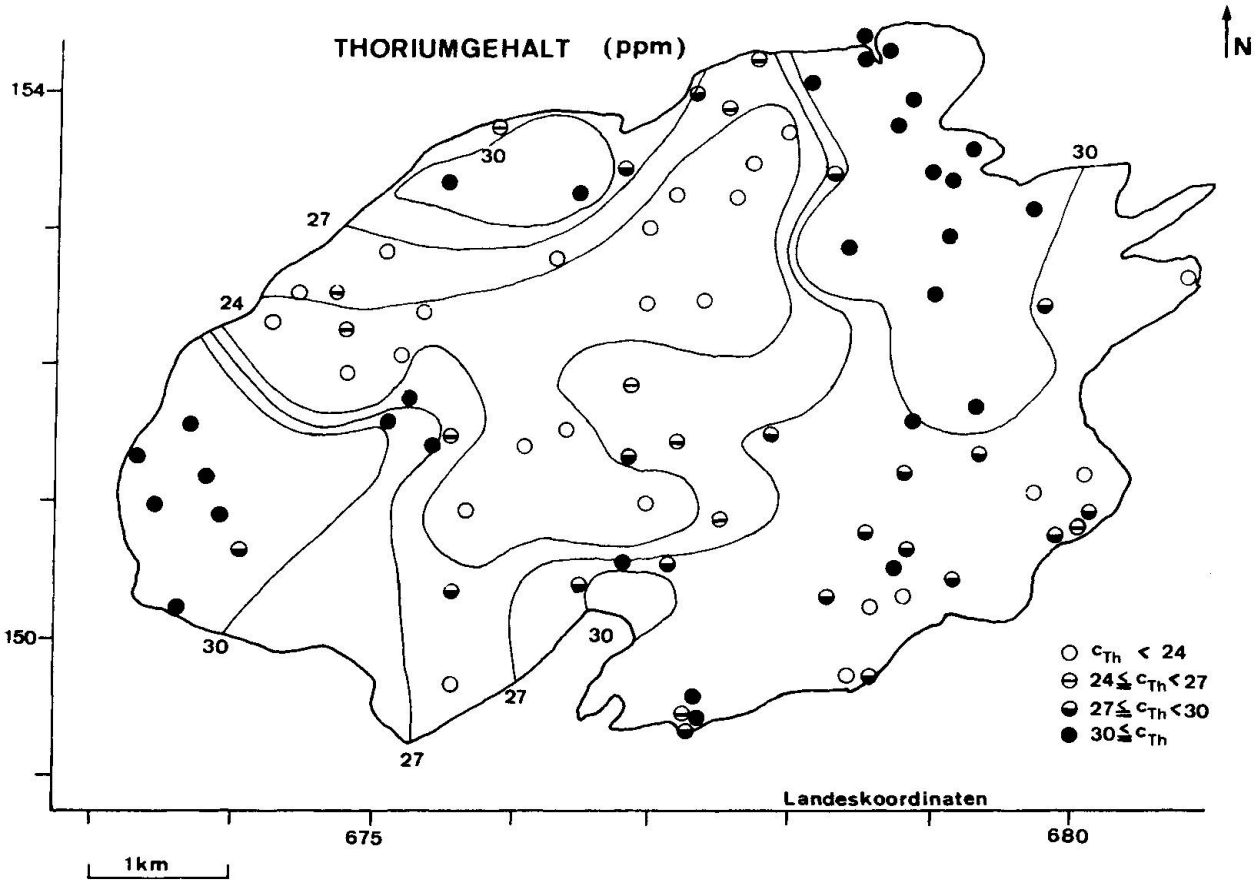


Fig. 7: Verteilung von Thorium (ppm) an der Oberfläche.

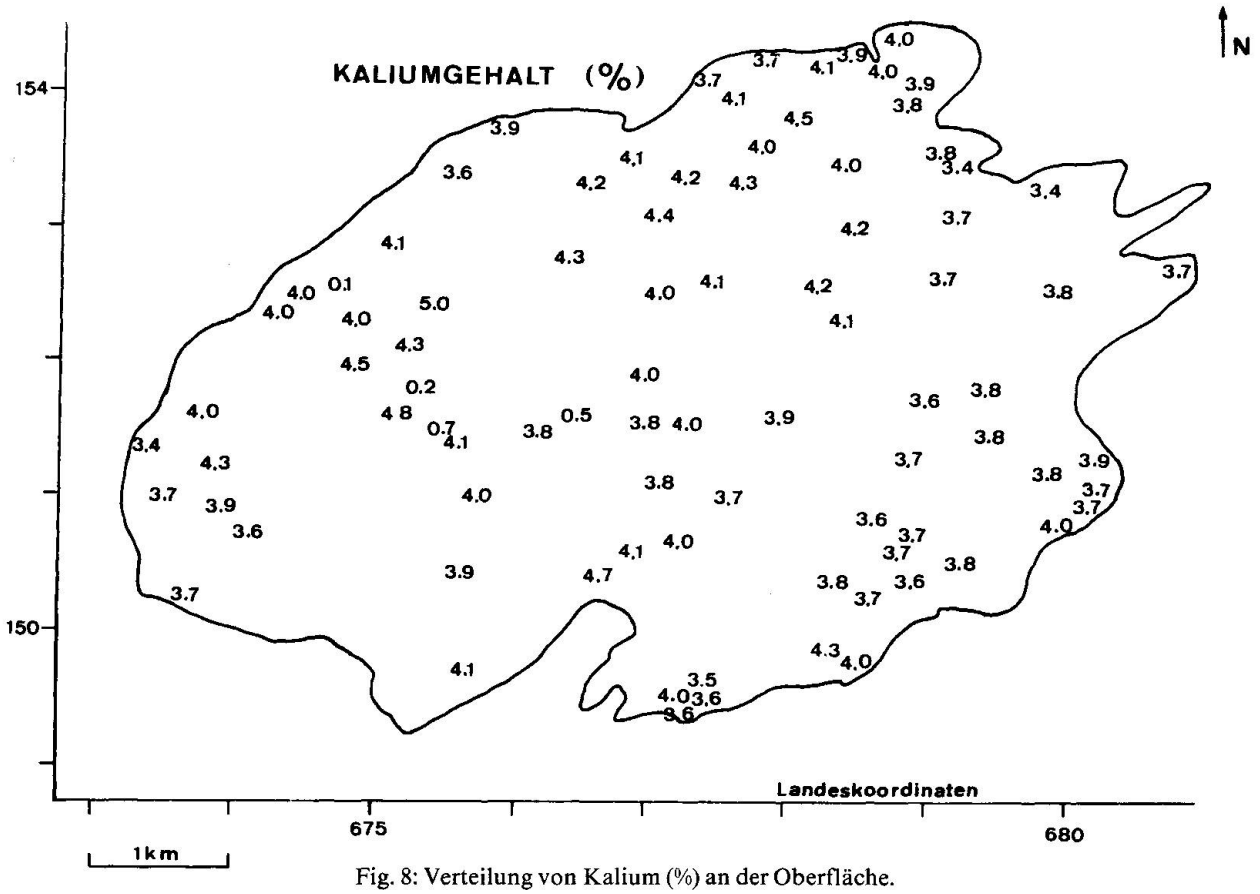


Fig. 8: Verteilung von Kalium (%) an der Oberfläche.

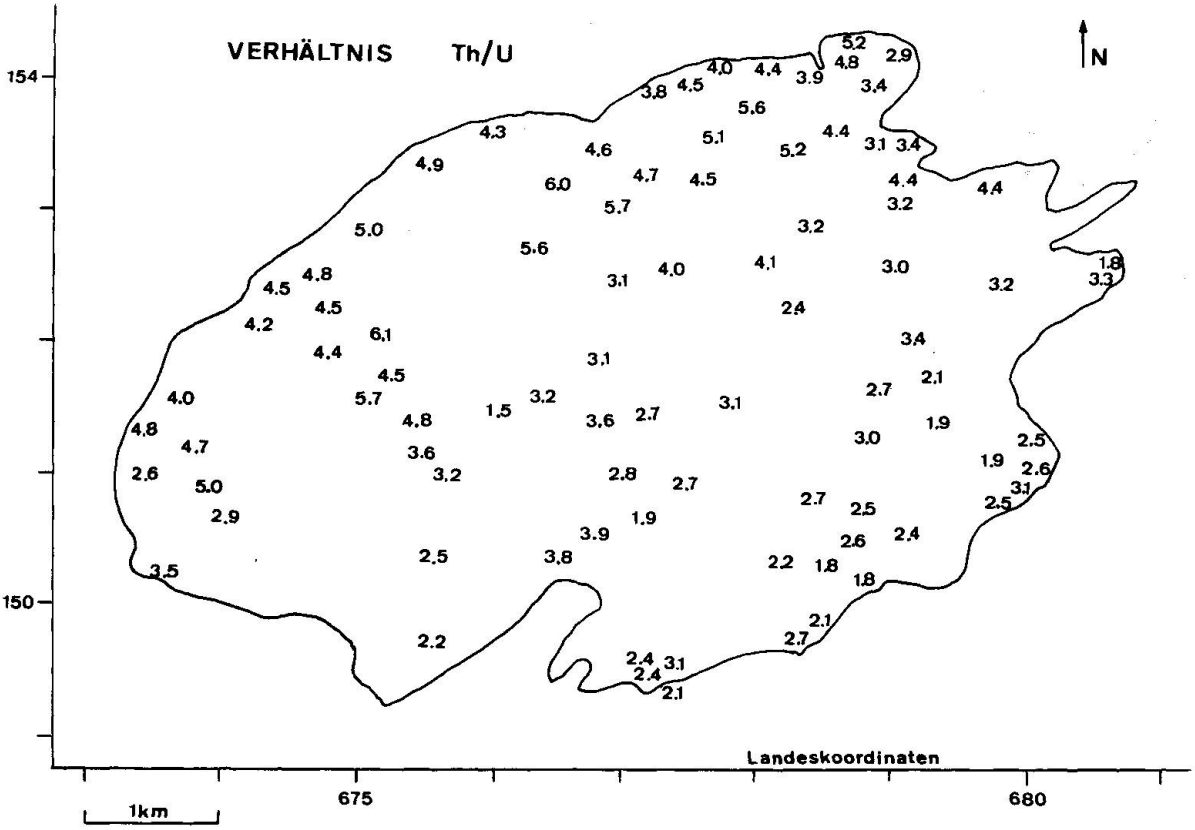


Fig. 9: Das Th/U-Verhältnis an der Oberfläche.

Als hervorstechender Unterschied gegenüber der Uranverteilung muss die hohe Thoriumkonzentration am Nordwestrand und das Fehlen eines ausgeprägten Anstiegs gegen den Südwestrand hin vermerkt werden.

4.4.3 **Kalium** (Fig. 8)

Kalium ist über den Granitstock recht gleichmässig verteilt, wobei sich eine gewisse Anreicherung im Nordwestteil andeutet. Proben mit extrem niedrigen Kaliumgehalten, wie sie im Bereich der Sasshörner vorkommen (Proben Ro 26, 28, 31 und 71) zeichnen sich stets auch durch einen ungewöhnlichen Modalbestand aus.

4.4.4 **Th/U-Verhältnis** (Fig. 9)

Trägt man die Th/U-Verhältnisse der einzelnen Proben nach ihrer geographischen Lage auf, so ergibt sich ganz generell eine Zunahme von Südosten gegen Nordwesten. Diese Verteilung ist gegeben durch die unterschiedlichen Anreicherungstendenzen von Uran und Thorium, besonders

- die hohen Urangehalte bei gleichzeitig mässig erhöhten Thoriumgehalten am Südostrand des Granitstocks und
- die geringen Urangehalte bei gleichzeitig normal hohen Thoriumgehalten am Nordwestrand.

5. Untersuchungen im Stollen

5.1 DER FURKATUNNEL

Der im Bau befindliche Furkatunnel der Furka-Oberalp-Bahn (Baubeginn 1973, Inbetriebnahme wahrscheinlich 1980/81) wird eine ganzjährige, wintersichere Bahnverbindung zwischen dem Oberwallis und dem Urserental sicherstellen. Der 15,4 km lange Bahntunnel verbindet Oberwald und Realp (beide am Nordrand des Gotthardmassivs gelegen) in einem weit gegen Süden ins Massivinnere ausholenden Bogen. Der 5,2 km lange, von Ronco im Bedrettotal her vorgetriebene Fensterstollen trifft bei Km 6,9 ab Oberwald auf den Bahntunnel. Das Stollensystem liegt auf einer Höhe zwischen 1400 und 1600 m.ü.M. (Portal Oberwald: 1390, Portal Realp: 1550, Portal Ronco: 1480 und Kreuzungspunkt: 1562 m ü.M.). In den beiden Stollen wurde der Rotondogranit auf einer Länge von rund 6700 m durchfahren, nämlich im Fensterstollen Bedretto zwischen Km 1,14 und dem Kreuzungspunkt und im Bahntunnel zwischen Km 5,0 und 7,6. Die Stollen erschliessen also ein Nordwest-Südost- und ein West-Ost-Profil; beide sind in Bezug auf den Granitkörper exzentrisch gelegen (Fig. 1). Die mittlere Überdeckung beträgt 1100 m.

5.2 PETROGRAPHISCHE UND STRUKTURELLE ASPEKTE

Während der radiometrischen Vermessung und der Entnahme der Proben für die γ-Spektrometrie wurde auch ein petrographisch-strukturelles Stollen-

profil aufgenommen; dabei mussten aus Zeitgründen gewisse Prioritäten gesetzt werden. Im Folgenden seien die wichtigsten Beobachtungen kurz zusammengefasst.

Im Granit lassen sich deutlich *verschiedene Faziestypen* auseinanderhalten. An allen drei durchfahrenen Kontakten (im Südosten, Norden und Nordwesten) bildet ein heller, feinkörniger, oft recht massiger Granit eine eigentliche Randfazies. Ihre im Stollen aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt im Norden und Nordwesten einige hundert Meter, im Südosten jedoch 1–1,2 km. Möglicherweise wird im Südosten eine zu grosse Mächtigkeit vorgetäuscht, indem der Fensterstollen Bedretto auf fast einen Kilometer Länge beinahe parallel zum Ostkontakt verläuft. Vor allem in dieser südöstlichen Randfazies, welche tektonisch relativ schwach überprägt ist, konnten zahlreiche aplitisch-pegmatitische und biotitreiche Schlieren beobachtet werden; Messungen der Raumlage ergeben die Existenz eines gegen Osten mittelsteil abtauchenden Schlierengewölbes. Auch am Nordwestkontakt treten Schlieren auf, hier mit flachem, nordwestlichem Einfallen (vgl. Tafel I, Diagramm I). Angesichts dieser alten, während der Platznahme des Granits entstandenen Strukturen, welche die ursprüngliche Form des Granitkörpers abbilden dürften, erstaunt die Geometrie der heutigen Kontakte: alle drei im Stollen angefahrenen Kontakte liegen mehr oder weniger vertikal unter den auf Blatt Bedretto kartierten Oberflächenkontakten, dies bei einer Höhendifferenz von 500 m (Südosten), 750 m (Nordwesten) und 1250 m (Norden). Das ist ein deutlicher Hinweis auf eine erhebliche alpintektonische Überprägung und Verstellung des Nord- und Südkontaktes des Rotondogranits. Im Gegensatz dazu scheinen der Ost- und der Westkontakt mit ihrem flachen Abtauchen noch die primären Verbandsverhältnisse zu zeigen. Die zentralen Teile des Granitkörpers werden von einem mittelkörnigen Granit eingenommen, den man als normalen Rotondogranit bezeichnen könnte. Im Fenster Bedretto geht er im Bereich von Km 2,7 bis 3,6 (vgl. S. 375) unter sukzessiver Vergrösserung der Alkalifeldspäte auf mehrere cm in einen porphyrartigen Granit über. In diesem zentralen Teil der Granitmasse wurden keine Schlieren gefunden.

Aplitgänge von 10 bis 70 cm Mächtigkeit durchsetzen den Granitstock. Ihre Verteilung im Querschnitt des Fensters Bedretto kann dem Profil II der Tafel I entnommen werden; sie scheint ziemlich regellos zu sein. Die Aplitgänge durchsetzen die Schlieren diskordant; sie bevorzugen steile Lagerung bei Nordost- bis Nordnordost-Streichen. Auch die sechs angefahrenen Lamprophyrgänge streichen Nordost (Tafel I, Diagramm I). Jünger als die Granitschlieren und die Gänge ist eine Abfolge von postintrusiven, wahrscheinlich alpinen Deformationen. Die Tektonisierung ist ungleichmässig und uneinheitlich. Intern nicht oder doch nur durch einzelne Bewegungsflächen zerrissene Granitpakete von Dezimeter- bis Hektometer-Mächtigkeit wechseln mit überaus stark und durchgreifend verschieferten Granitpartien. Generell nimmt

die Intensität der Deformation gegen Norden zu. Verglichen mit der Literatur erstaunt das Ausmass der Deformationen: *der Rotondogranit zeigt im Stollen weitgehend dasselbe Bild alpintektonischer Überprägung wie andere zentralmassivische Granite* (Aaregranit, Mont Blanc-Granit usw.).

Es lassen sich generell drei Deformationsphasen unterscheiden:

A. S-Flächensysteme mit Belägen von Hellglimmer (Phengit und Muskowit) und Biotit, die sehr oft die typische, steile, alpine Striemung aufweisen. Wie aus den Diagrammen II und III auf der Tafel I hervorgeht, ist das Streichen Nordost bis Ost; im Norden des Granitstocks dominiert steiles Südostfallen, im Südteil dagegen Nordwestfallen. Es zeigt sich also auch hier innerhalb des Rotondogranits der altbekannte und nie plausibel erklärte «Fächerbau» des Gotthardmassivs ab. Vor allem im Bahntunnel lassen sich oft zwei s-Flächensysteme unterschiedlichen Alters auseinanderhalten: ein älteres mit Hellglimmer und Biotit und ein jüngeres, generell nordnordoststreichendes, mit Hellglimmer und Chlorit.

B. Jüngere Trennflächen mit Chloritbelag und subhorizontaler Harnischriefung zeigen variable Raumlage, streichen aber doch bevorzugt Nord bis Nordwest.

C. Jüngste Mylonite mit lockerem, brecciertem Granit, Letten oder phyllonitischem, schiefrig-seifigem Material führten häufig Wasser und erwiesen sich bautechnisch zum Teil als sehr heikel. Sie erreichen Mächtigkeiten von bis zu zehn Metern, stehen steil und streichen Nordost. Sie dürften teilweise den vom Südrand des Aarmassivs her bekannten, jungen (eventuell rezenten) Bewegungszonen entsprechen (ECKARDT 1974).

Im Profil II der Tafel I wurde versucht, die alpintektonische Überprägung, halbschematisch dargestellt, den primären Granitstrukturen gegenüberzustellen.

5.3 DAS STOLLEN-RADIOAKTIVITÄTSPROFIL («GAMMALOG»)

Die Stollen wurden mit Geräten vom Typ SRAT SPP 2 (vgl. Abschnitt 3) kontinuierlich im Schrittempo gemessen. Alle fünf Meter wurde ein im Stillstand ermittelter Wert notiert, ebenfalls anomale Schwankungen zwischen den Fünfmeterpunkten. Die Gammalogs der beiden Stollen (Bahntunnel, Bedretto-Fensterstollen) sind auf der Tafel I wiedergegeben. Auffallend ist die sprunghaft erhöhte Gesamtaktivität beim Eintritt in den Granit (Stollenmeter 1140) von 200 cps im Altkristallin auf 400 cps im Granit. Sieht man von punktförmigen, lokalen Anomalien an Gängen oder Scherzonen ab, so zeichnet sich eine zonare Verteilung der Radioaktivität im Granitstock ab. Im Profil des Fensters Bedretto erfolgt von Süden nach Norden ein Abfall von der Randfazies mit ca. 400 cps zur Normalfazies mit 250, stellenweise unter 200 cps. Gegen den Kreuzungspunkt schliesst sich ein Anstieg auf 300 und mehr cps an. Auch im

Profil des Bahntunnels sind erhebliche Unterschiede zwischen Rand und Zentrum festzustellen, nämlich 400 cps für den Nordrand, 300–350 für den Nordwestrand und 200–250 für die zentralen Partien. Diese im Bahntunnel gemessenen Werte sind nicht sehr zuverlässig; wegen den hier zeitweise auftretenden hohen Radonkonzentrationen schwankten sie bei verschiedenen Begehungen und erreichten zuweilen 50% höhere Werte als oben angegeben (vgl. Abschnitt 3).

5.4 DIE VARIATION VON URAN, THORIUM UND TH/U

Insgesamt wurden 67 Gesteinsproben aus den Stollen γ-spektrometrisch untersucht; das entspricht im Mittel etwa einer Probe pro hundert Stollenmeter. Nicht in die Betrachtungen einbezogen wurden die an Aplitgängen und Lamprophyrgängen ermittelten Werte. 3 Aplite enthielten im Mittel 23,07 ppm U und 21,3 ppm Th; Th/U = 0,92, zwei Lamprophyre 1,15 ppm U und 5,5 ppm Th; Th/U = 4,78.

Die an diesen Proben ermittelten Uran- und Thoriumgehalte sind in den Profilen eingetragen. Uran und Thorium sind im Granitstock ungleichmässig zonar verteilt, wobei eine Anreicherung in den Randzonen festzustellen ist. Der *Urangehalt* beträgt in der südlichen und nördlichen Randfazies 10–15 ppm, in der nordwestlichen >7 ppm und in der Zentralzone sinkt er unter 6 ppm. Dabei zeichnen sich zwei Minima ab, eines im Bereich des porphyrartigen Granits (Fenster Bedretto Km 2,7 bis 3,6) und eines im Nordteil des Granits in der Umgebung des Kreuzungspunktes. Auch *Thorium* ist in der Randfazies angereichert (Südrand 20–30 ppm, Nord- und Nordwestrand >30 ppm); von einem ausgeprägten Minimum im Zentralteil (deutlich <20 ppm) erfolgt ein fast kontinuierlicher Anstieg gegen Norden, der weit ausgeprägter ist als beim Uran. Aus diesem Grund steigt das Th/U-Verhältnis von Süden nach Norden

Tabelle 1 *Mittelwerte für Sektoren aus dem Stollenprofil*

Sektor	Anzahl Proben	U ppm	Th ppm	Th/U
Fenster Bedretto Süd (Km 1,145–2,7)	18	12,61	26,2	2,08
Fenster Bedretto Mitte (Km 2,7–3,6)	11	4,84	16,5	3,41
Fenster Bedretto Nord (Km 3,6–4,75)	12	5,91	21,19	3,59
Kreuzungspunkt Fenster Bedretto und Bahntunnel (Fenster Bedretto Km 4,75–5,2 und Bahntunnel Km 5,5–7,2)	11	4,05	21,38	5,32
Bahntunnel West und Ost (Km 5,0–5,5 und 7,2–7,65)	7	9,75	32,18	3,30

dauernd an, um nur an den Nordkontakten etwas abzusinken (ohne jedoch die niedrigen Werte des Südrandes zu erreichen). Alle diese Trends werden besonders deutlich, wenn man die Stollen in einzelne Sektoren unterteilt (vgl. Tab. 1). Das *Kalium* ist, abgesehen von einer leichten Zunahme gegen Norden, homogen über den Granitstock verteilt.

6. Uran und Thorium im Rotondogranit

6.1 VERGLEICH DER STOLLEN- UND OBERFLÄCHENBEFUNDE

Da das Kalium im ganzen Granitstock gleichmässig verteilt ist (Gehalte im Stollen sowie an der Oberfläche um 4%), wird es als konstanter Beitrag zur Gesamtradioaktivität berücksichtigt, fällt jedoch im Folgenden weiter nicht ins Gewicht. So wird der Begriff «Radioelemente» in diesem Abschnitt für die beiden Elemente Uran und Thorium allein verwendet.

In der Tabelle 2 sind die durchschnittlichen Radioelementgehalte des Rotondogranits im Stollen und an der Oberfläche einander gegenübergestellt. Um Fehler wegen der asymmetrischen Lage der Stollen im Granitstock möglichst auszuschliessen, werden nicht nur Stollen mit Oberflächenproben gesamthaft (vgl. Fig. 10), sondern auch die Proben der beiden Stollen mit solchen aus einem zwei Kilometer breiten, darüberliegenden Oberflächenstreifen verglichen.

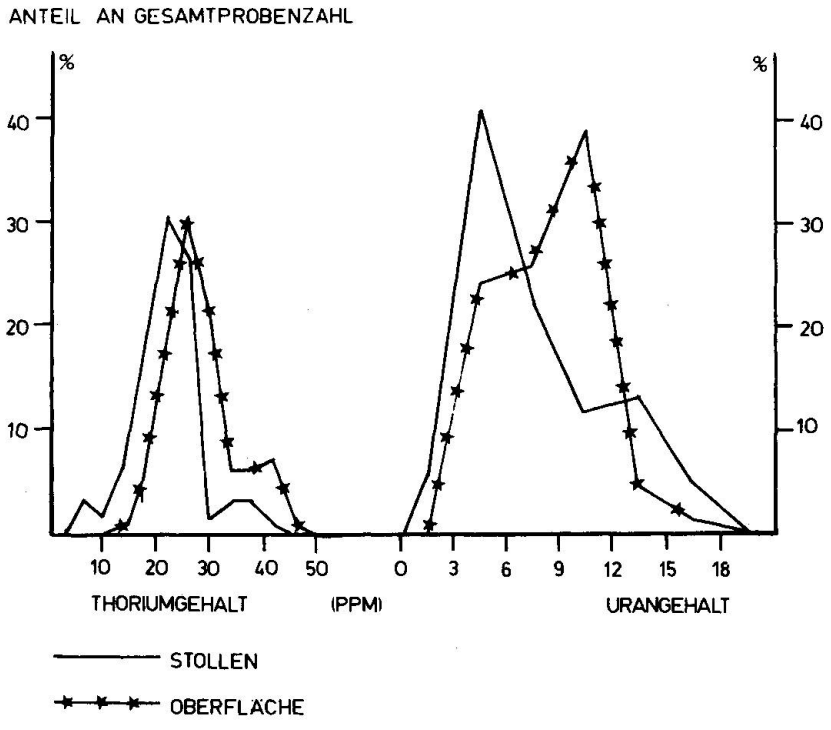


Fig. 10: Histogramme der Uran- und Thoriumgehalte für Stollen- und Oberflächenproben.

Tabelle 2 *Durchschnittliche Radioelementgehalte des Rotondogranits im Stollen und an der Oberfläche*

Bereich	Anzahl Proben	Uran (ppm)	prozentualer Vergleich[1]	Thorium (ppm)	prozentualer Vergleich[1]	Th/U
Rotondogranit gesamthaft (ohne Aplite und Lamprophyre)	151	8,22		26,39		3,21
Oberflächenproben (ohne Ro 13,95,65-70; 1 Mittelwert aus Proben Ro 72-76)	92	8,67	100%	28,69	100%	3,31
Stollenproben (ohne Aplite und Lamprophyre)	59	7,86	91%	23,19	81%	2,95
Oberflächenproben[2]	30	9,05	100%	29,79	100%	3,29
Proben Fenster Bedretto	45	8,14	90%	21,99	74%	2,70
Oberflächenproben[3]	21	6,64[4]	100%	29,69	100%	4,47
Stollenproben Bahntunnel	14	6,98	105%	27,06	91%	3,89

[1] entsprechendes Oberflächenmittel=100%

[2] Oberflächenproben über Fenster Bedretto (±1 km)=Proben Ro 15-22, 33, 34, 38-45, 50, 55, 56, 59-61, 63, 86-90.

[3] Oberflächenproben über Bahntunnel ±1 km)=Proben Ro 6, 7, 15-22, 33-38, 52, 62, 64, 107, 108.

[4] Möglicherweise darauf zurückzuführen, dass in diesem Gebiet an der Oberfläche aus der sehr schmalen aktiveren Randzone praktisch keine Proben entnommen worden sind, während im Bahntunnel etwa die Hälfte der Proben aus der Randzone stammt.

Der Vergleich ergibt, dass die Urangehalte der Stollenproben gesamthaft gesehen um 10% niedriger sind, als diejenigen der Oberflächenproben. *Es gibt im Rotondogranitstock eine vertikale Abnahme der Radioelemente mit der Tiefe.* Entsprechend nimmt auch die radiogene Wärmeproduktion A mit der Tiefe z ab. Setzt man eine exponentielle Abnahme, $A(z)=A(o)\exp(-z/H)$ voraus, so entspricht dies $H=7{,}9$ km. Die Abnahme mit der Tiefe ist - eher überraschend - für Thorium ausgeprägter als für Uran. Im Profil über dem Fenster Bedretto sind die Verhältnisse recht klar, weniger ausgeprägt im kürzeren, exzentrisch gelegenen und daher räumlich ungünstigeren Schnitt des Bahntunnels, wo einer rund 10%igen Abnahme des Thoriums eine gegen 5%ige Zunahme des Urans von der Oberfläche zum Tunnelniveau gegenübersteht.

Die Untersuchungen an der Oberfläche wie im Stollen zeigen, dass die kontaktnahen Bereiche des Granitstocks an Radioelementen bedeutend reicher sind als der Kern. Der Anreicherungsfaktor (Gehalt Rand/Gehalt Kern) beträgt für Uran 2 bis 3, für Thorium 1,8 bis 2,0 (vgl. Fig. 7 und Tab. 1). *Der Rotondogranit ist gekennzeichnet durch eine ausgeprägte zonare Verteilung der Radioelemente.*

Nicht zu übersehen ist eine *Asymmetrie* dieser zonaren Verteilung von U und Th:

- Der Südost- bzw. Südrand des Granits ist uranreicher als der Nordrand. Das Minimum der Urangehalte ist dabei vor allem an der Oberfläche stark gegen Norden verschoben;
- Der Nordrand des Granits ist thoriumreicher als der Südrand. Das Areal mit den niedrigsten Thoriumwerten ist weniger stark nach Norden verschoben als dasjenige des Urans;
- Aus der Überlagerung der beiden Phänomene ergibt sich eine generelle Zunahme des Th/U-Verhältnisses von Süden gegen Norden.

6.2 VERTEILUNGSMECHANISMEN

Die zonare Verteilung von Uran und Thorium in Granitkörpern ist eine bekannte Erscheinung. Sie wurde in den letzten Jahren mehrfach auch in schweizerischen Zentralmassiven beobachtet (LABHART und RYBACH 1971, 1972, 1976; RYBACH und LABHART 1973). Die Anreicherung der beiden Radioelemente in den Randzonen stellt dabei den Normalfall dar, ebenso die stärkere Anreicherung des Urans und damit das Absinken des Th/U-Verhältnisses gegen den Kontakt zu.

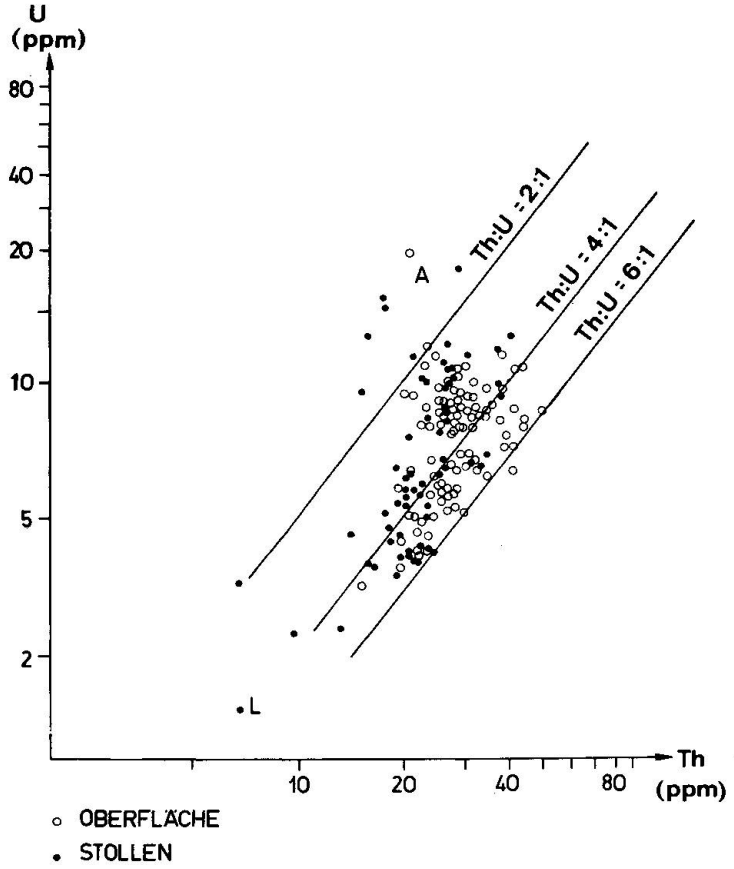


Fig. 11: Uran-Thorium-Variationsdiagramm (siehe Text). A: Aplit, L: Lamprophyr.

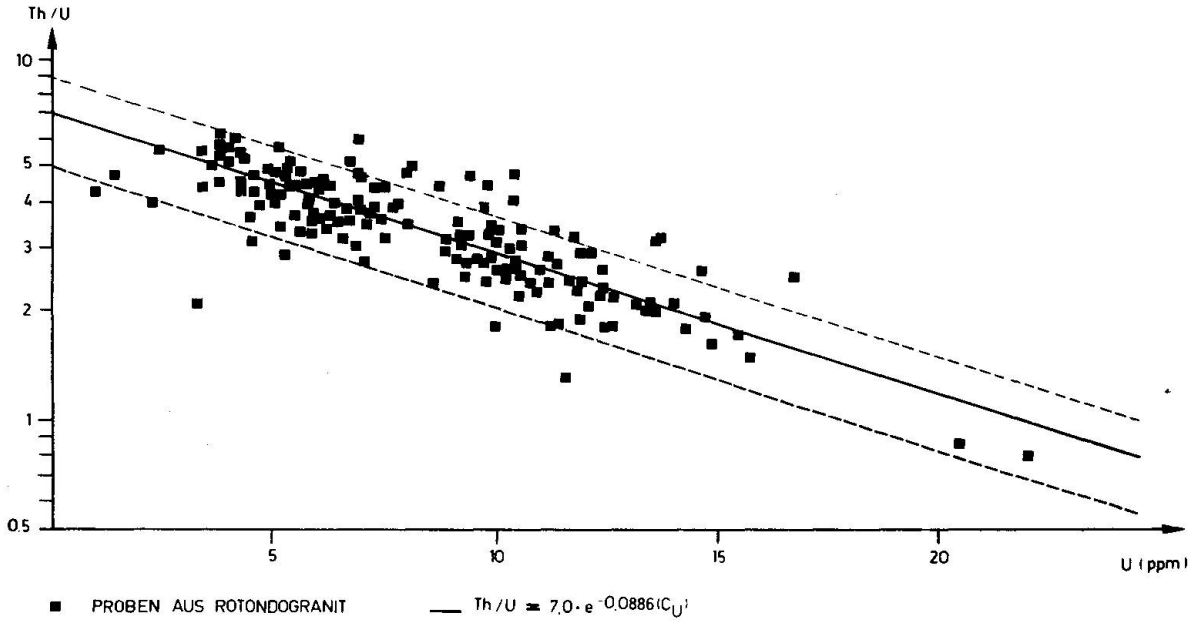


Fig. 12: Das Th/U-Verhältnis in Funktion des Urangehaltes: es wurde eine Abnahme nach dem Exponentialgesetz gefunden.

Im Uran-Thorium-Diagramm (Fig. 11) fallen die meisten Analysenpunkte von Graniten in ein längliches, gut umgrenztes Feld, währenddem Aplite und Lamprophyre eigentliche Ausreisser darstellen. Viele andere, von uns untersuchte Granite zeigen ähnliche Verteilungsfelder, die auf eine gesetzmässige Verteilung von Uran und Thorium hinweisen (LABHART und RYBACH 1974).

Trägt man Th/U gegen U (Fig. 12) bzw. gegen Th (Fig. 13) auf, so ergibt sich,

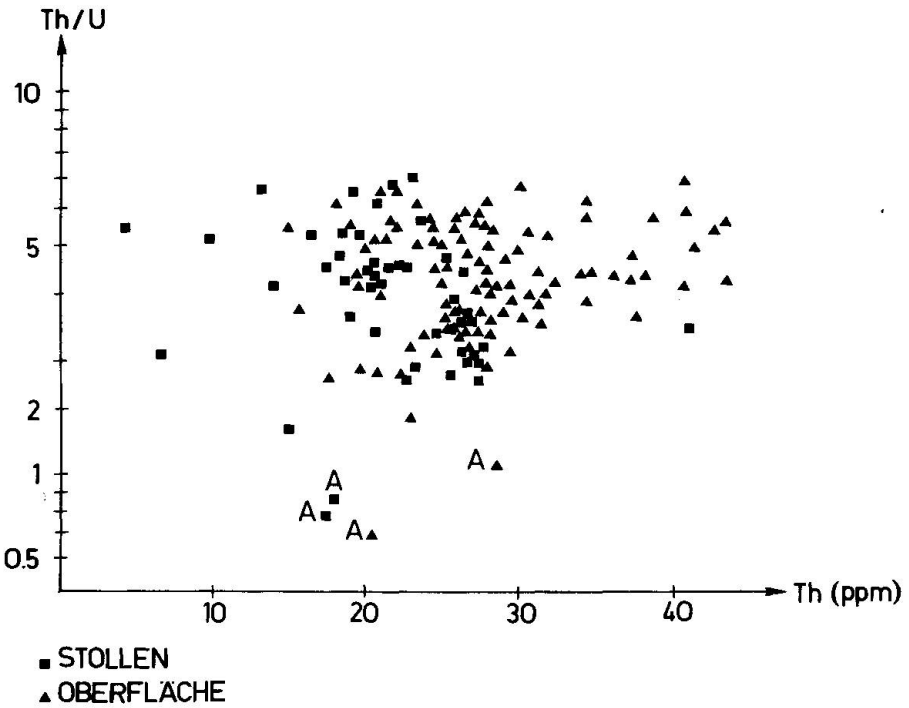


Fig. 13: Das Th/U-Verhältnis in Funktion des Thoriumgehaltes: hier ist keine Abhängigkeit vorhanden. A: Aplit.

dass das Th/U-Verhältnis stark vom Urangehalt, nicht aber vom Thoriumgehalt abhängig ist. Damit wird das Verhalten des Urans in der Geschichte des Rotondogranits für eine Interpretation des heutigen Verteilungsmusters der beiden Elemente zum entscheidenden Faktor.

Folgende Vorgänge können die Verteilung des Urans in einem Granit beeinflussen:

1. Uran kann bei der Kristallisation als U^{4+} (zusammen mit dem annähernd gleich grossen Th^{4+}) in gesteinsbildende Mineralien wie Zirkon, Monazit und andere eingebaut werden. Dieser Anteil des Urans ist wie das gesamte Thorium im Normalfall für die weitere Geschichte des Granits fixiert.
   Nachdem die helleren Granite in der Nähe der Kontakte häufig reicher an den genannten Akzessorien sind, zeichnet sich bereits hier eine Möglichkeit für die Entstehung einer zonaren Verteilung ab.
   Lassen sich innerhalb eines Granitstocks oder eines grösseren plutonischen Komplexes Gesteine verschiedenen Alters ausscheiden, so zeigt es sich oft, dass Uran in den jüngeren Bildungen zusehends angereichert wird (LABHART und RYBACH 1976). Es existiert also eine räumliche und zeitliche petrologische Kontrolle der Radioelementgehalte.
2. Bei der Abkühlung der Intrusivkörper scheint das Uran seine geochemische Mobilität sehr lange beizubehalten und in wässeriger Lösung gegen die Randzonen der Körper zu wandern. BUNTEBARTH (1975, 1976) schlug ein quantitatives, eindimensionales Modell für die Uran-Anreicherung in Granitkörper vor, wobei als *Verteilungsmechanismus* eine Kombination von zwei entgegengerichteten Vorgängen, nämlich
   - *Migration* von innen gegen den Granitkontakt hin (der Kontakt wirkt für die wandernden Uran-Ionen als eine geochemische Barriere), und
   - *Diffusion* vom Kontakt gegen das Innere des Granitkörpers (der migrationsbedingten Konzentrationszunahme entgegenwirkend)

   angenommen wurde. Als Antriebskräfte kommen für die Migration in erster Linie Temperatur- und Druckgradient, aber auch chemische Potentiale (z. B. von Ionenschichten an Kornoberflächen) in Frage, sowie für die Diffusion der Konzentrationsgradient. Mit diesem Modell wird hauptsächlich der Verteilungsmechanismus des *leichtlöslichen* Urananteils erfasst: ein Grossteil des Urans befindet sich im Gesteinsgefüge an Kornoberflächen und entlang von Rissen (HURLEY 1950, LABHART und RYBACH 1974) und kann entsprechend leicht mobilisiert werden.
   BUNTEBARTH (1975) hat für den Rotondogranit, unter bestimmten Annahmen über den leichtlöslichen Anteil am Gesamturangehalt, die folgenden Modellparameter berechnet: Migrationsgeschwindigkeit $v = 0{,}06$–$0{,}10$ cm/Jahr, Migrationsdauer $t = 10^6$ Jahre und Diffusionskoeffizient $D = 3$–$5 \cdot 10^{-4}$ cm²/sec. Als Eingabedaten wurden die gemittelten Messwerte von RYBACH et al. (1962) benützt.

3. Der schwach gebundene Anteil des Urans ist es auch, der bei metamorpher und tektonischer Überprägung der Granite einerseits, im Bereich der Oberflächenverwitterung und des Grundwassers andererseits leicht mobilisiert und in geeigneter Umgebung ebenso leicht wieder ausgefällt werden kann. Beide Vorgänge führen häufig zu oekonomisch interessanten Urankonzentrationen in Granitkörpern oder ihrer Nachbarschaft.

6.3 REKONSTRUKTIONSVERSUCH DER RADIOMETRISCHEN GESCHICHTE DES ROTONDOGRANITS

Es ist sehr wohl möglich, dass alle erwähnten Vorgänge am Zustandekommen des heutigen Verteilungsbildes von Uran und Thorium im Rotondogranit mitbeteiligt sind. Dafür sprechen folgende Beobachtungen:

Ein wesentlicher Anteil von Uran ist gleichzeitig mit Thorium primär in Zirkone eingebaut worden. Die von GRÜNENFELDER und HAFNER (1962) untersuchte Zirkonfraktion enthielt 4500 ppm U, zwei seither gewonnene Fraktionen 1500–5200 ppm (mündliche Mitteilung GRÜNENFELDER). Die Anreicherung von Thorium in den Randzonen des Granits und die höheren Urangehalte in den Zirkonen der Randfazies könnten auf eine primäre ungleichmässige Verteilung von Uran und Thorium im Granitstock hindeuten. Dafür spricht auch der sprunghafte Wechsel der Radioaktivität in den Aplit-, Pegmatit- und Biotitschlieren der Kontaktregion.

In den Apliten ist das Uran gegenüber dem Granit stark angereichert. Die fünf von uns analysierten Aplite enthielten im Mittel 23,5 ppm U (Granitmittel 8,77); Thorium ist mit 20,09 ppm deutlich unter dem Granitmittel von 26,5.

Die starke Anreicherung des Urans in den Randzonen des Granits spricht für eine spät- bis postintrusive Wiederverteilung des Urans. Dass die Idealbedingungen des Modells von BUNTEBARTH (1975) nicht erfüllt sind, darf nicht weiter überraschen. Einmal gilt das eindimensionale Modell streng nur für einen Granitstock mit halbkugelförmigem Dach. Das ist aber der Rotondogranit nicht, auch wenn das Kartenbild einen sehr regelmässigen Granitstock vortäuscht. Über die alpintektonische Überprägung des Nord- und Südkontaktes wurde bereits auf S. 17 berichtet. Dann steht nicht mit Sicherheit fest, wo das Dach des Granits zu suchen ist. Immerhin deutet die Häufung grosser Gneisschollen im topographisch höchsten Granitteil darauf hin, dass man sich hier unweit des Daches befinden dürfte. Eine solche Annahme würde auch eine Deutung erlauben, warum die Zone mit den niedrigsten Urangehalten an der Oberfläche weiter nach Norden verschoben ist als im Stollen (Fig. 6 und Tafel I, Profil II). Auch die Zunahme der Radioelementgehalte gegen die Oberfläche wurde nachgewiesen. Ungewöhnlich ist allerdings, dass Thorium die stärkere Zunahme zeigt als Uran, das Th/U-Verhältnis also gegen das Dach hin zunimmt.

Bevor der Versuch unternommen wird, diese Ergebnisse mit einem schematischen Ablauf der Geschichte des Rotondogranits zu interpretieren, sei ausdrücklich auf dessen spekulativen Charakter hingewiesen. Die derzeitigen Kenntnisse über die Ursachen der inhomogenen Radioelementverteilungen in Graniten können kaum mehr als Hinweise auf den möglichen Verlauf der radiometrischen Geschichte geben.

Die in der Falttafel zusammengestellten Verteilungsbilder lassen den Schluss auf einen *ursprünglichen Zonarbau* zu. Dieser wäre bei der Abkühlung nach der Intrusion unter den in Abschnitt 6.2 angenommenen Bedingungen (Temperaturgradient, Druckgradient oder chemisches Potential) entstanden und hätte, abgesehen von lokalen Unregelmässigkeiten, symmetrische Verteilungen von Uran und Thorium zur Folge gehabt. Dabei ist es durchaus möglich, dass sich der nördlich gelegene Granitteil petrographisch schon damals vom südlichen Teil unterschied.

Die *alpine Überprägung* hat das Bild der Verteilung von U und Th im Rotondogranit zweifellos kompliziert. Die alpintektonische Überprägung des Nord- und Südkontaktes hat dazu geführt, dass die heutigen Kontakte nicht mehr mit den ursprünglichen übereinstimmen (wobei über die Grössenordnung der Verstellungen gegenwärtig wenig ausgesagt werden kann). Damit wäre natürlich eine frühere U/Th-Verteilung bereits gestört. Dazu kommt, dass bei den Bedingungen der alpinen Metamorphose in diesem Gebirgssektor (400–500° C, etwa 4 kb; nach FREI, JÄGER und NIGGLI 1976) vor allem in den Bereichen starker Durchbewegung eine Mobilisierung des Urans durchaus möglich war. In erster Linie gilt das für den leichtlöslichen Anteil, doch ist eine Mobilisierung aus den von GRÜNENFELDER und HAFNER (1962) beschriebenen metamikten Zirkonen keinesfalls ausgeschlossen. Eine alpine Umlagerung im dm–m-Bereich beweist der Urangehalt von 12 ppm einer Rauchquarzprobe aus einem Quarzgang am Witenwasserenstock (Koordinaten 679.050/153.400; 0,1% Kalium, 0 ppm Thorium). Die relativ niedrigen Urangehalte des tektonisch stark beanspruchten Nordteils könnten so durch eine Verarmung an U erklärt werden. Entlang bedeutenden Schwächezonen kann diese Verarmung direkt nachgewiesen werden. Vielleicht wird dieser Uranverlust durch die heute andauernde starke Wasserführung im verschieferten und zerklüfteten nördlichen Granitteil noch verstärkt[5]. Konzentrationen infolge Wiederausfällung wie in anderen zentralmassivischen Graniten wurden nicht gefunden.

Die in Fig. 5 zusammengefassten Messungen haben gezeigt, dass im Bereich der Verwitterung Uran umverteilt wird (Lösen und evtl. Wiederausfällen). Man

[5] Während der Drucklegung dieser Arbeit wurden (in Zusammenarbeit mit Dr. P. Bärtschi vom EIR) Urangehalte von Wässern aus dem Furkatunnel bestimmt. Der Durchschnitt von vier Proben aus dem Altkristallin betrug dabei $< 0{,}3$ ppb, die 15 Wasserproben aus dem Rotondogranit enthielten im Mittel 22.6 ppb mit einem Maximum von über 100 ppb. Damit kann ein erheblicher Uranverlust im Granit durch rezente Wässer direkt nachgewiesen werden.

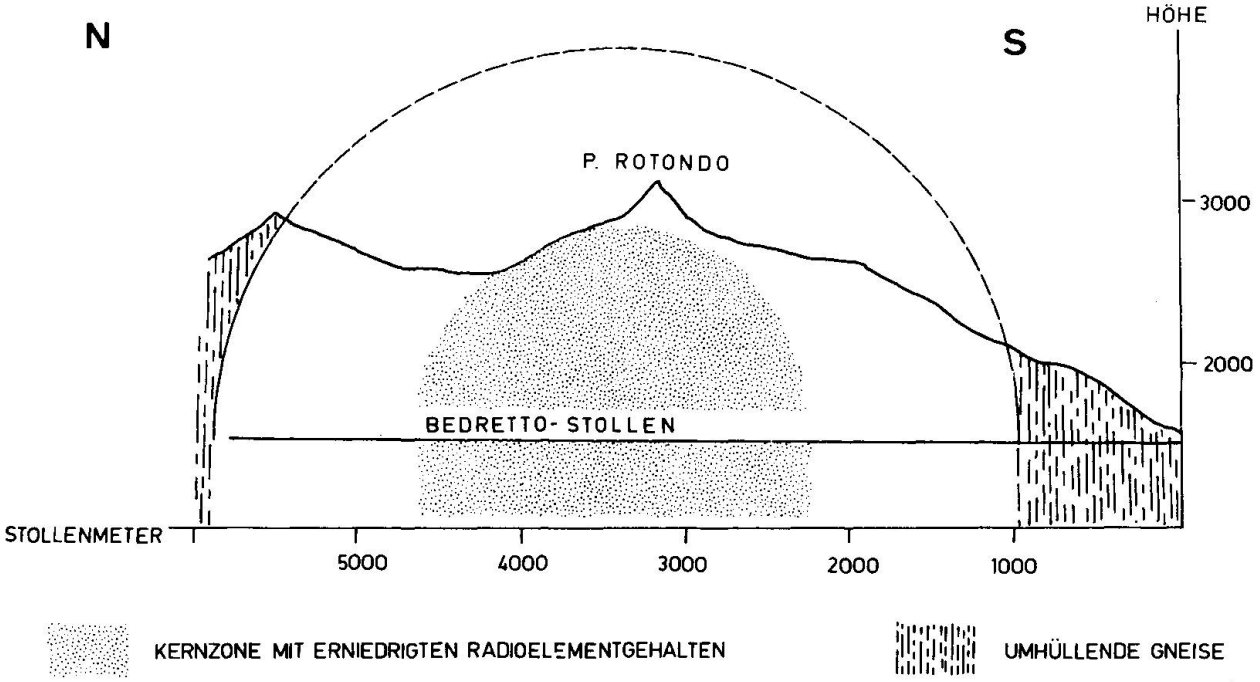


Fig. 14: Topographie-Effekt in einem einfachen Batholitmodell bei Annahme eines auch vertikal ausgebildeten Zonarbaues.

muss sich fragen, wie gross eigentlich der Verlust löslichen Urans an einem Oberflächenhandstück verglichen mit völlig unverwittertem Granit ist. Dieser Betrag lässt sich nicht genau beziffern. Beträgt er 10 bzw. 20% des Gesamturans, so würde sich der mittlere Urangehalt der Oberflächenproben auf 9,5 bzw. 10,4 erhöhen. Dabei würde das mittlere Th/U-Verhältnis auf 3,0 bzw. 2,8 sinken, was den Werten der Randfazies im Stollen näher kommt und für eine «Dachfazies» angemessen wäre.

Berücksichtigt man die *Topographie*, wenn auch nur in einem einfachen Batholitmodell (Fig. 14), so wird die Verschiebung der Zone mit den niedrigsten Urangehalten an der Oberfläche gegen Norden allein durch die Annahme eines allseitigen Zonarbaues verständlich. Die Auslaugung von Uran im nördlichen Granitteil (vgl. oben) dürfte diesen Trend nur noch verstärkt haben.

Bei dieser Rekonstruktion wurde versucht, die gefundene Radioelementverteilung mit möglichen Ereignissen aus der Geschichte des Rotondogranits, die auf Grund anderer Untersuchungen angenommen werden müssen, zu erklären. Ursprünglicher Zonarbau, alpine Metamorphose und Topographieeffekt wegen der Kontaktnähe sind zusammen für das heutige Verteilungsbild verantwortlich.

Die vorliegenden Untersuchungen erfolgten mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds, Projektnr. 2.616-0.76. Wir danken dem «Entwicklungsfonds seltene Metalle» für Beiträge an die Druckkosten. Die Begehungen des Furkatunnels wurden uns ermöglicht und erleichtert durch Herrn Direktor Zehnder (Furka-Oberalp-Bahn) sowie den Herren J. Hünerwadel und A. Müller von der Tunnelbauleitung. Für die tatkräftige Mithilfe bei den zum Teil beschwerlichen Geländeaufnahmen gebührt aufrichtiger Dank den Herren Ph. Bodmer und M. Kissling.

Anhang

Tabelle 3 *Analysedaten der Gesteinsproben von der Oberfläche des Rotondogranits*

Probe-nummer	Koordinaten	Uran-gehalt (ppm)	Thorium-gehalt (ppm)	Kalium-gehalt (%)	Wärme-prod. (μW/m³)	Ver-hältnis Th/U
Ro 6	672.850/154.420	9.7	37.5	3.9	5.6	3.86
Ro 7	678.520/154.300	8.1	38.5	4.0	5.2	4.77
Ro 8	677.200/151.480	9.9	26.5	4.0	4.8	2.68
Ro 9	677.500/150.900	9.6	25.9	3.7	4.7	2.71
Ro 10	677.130/150.600	10.7	28.4	4.0	6.2	1.94
Ro 11	676.800/150.500	7.8	30.5	4.1	4.6	3.93
Ro 12	676.520/150.380	7.7	29.5	4.7	4.6	3.84
Ro 13*	676.970/151.020	5.2	14.9	3.8	2.8	2.84
Ro 14	676.870/151.450	6.7	24.3	3.8	3.8	3.65
Ro 15	678.140/154.100	7.4	32.0	4.1	4.6	4.35
Ro 16	677.760/154.370	6.4	25.3	3.7	3.8	3.98
Ro 17	677.240/154.050	7.2	27.6	3.7	4.2	3.83
Ro 18	677.560/153.910	5.8	26.3	4.1	3.8	4.50
Ro 19	678.000/153.740	3.9	21.7	4.2	3.0	5.59
Ro 20	678.740/153.800	9.8	43.7	3.8	6.2	4.45
Ro 21	678.310/153.400	5.4	28.2	4.0	3.8	5.24
Ro 22	677.620/153.260	4.3	19.3	4.3	2.9	4.51
Ro 23	677.380/152.510	5.1	20.3	4.1	3.2	4.02
Ro 24	676.970/152.460	6.9	21.0	4.0	3.7	3.05
Ro 25	676.840/151.820	9.0	27.9	4.0	4.7	3.10
Ro 26	676.380/151.540	7.5	23.7	0.5	3.7	3.18
Ro 27	676.080/151.420	15.8	23.3	3.8	6.1	1.47
Ro 28	675.430/151.420	6.9	27.9	0.7	3.9	4.05
Ro 29	675.200/152.070	3.8	23.1	4.3	3.1	6.08
Ro 30	675.360/152.380	4.4	23.7	5.0	3.3	5.34
Ro 31	674.720/152.530	5.1	24.3	0.1	3.1	4.82
Ro 32	674.410/152.440	4.9	22.5	4.0	3.3	4.55
Ro 33	677.730/153.520	3.6	18.7	4.0	2.7	5.15
Ro 34	677.180/153.290	4.6	21.8	4.2	3.2	4.70
Ro 35	676.980/153.020	4.0	22.2	4.4	3.1	5.57
Ro 36	676.310/152.740	3.9	22.2	4.3	3.1	5.64
Ro 37	676.480/153.270	6.9	41.3	4.2	5.1	6.02
Ro 38	676.800/153.440	6.1	28.1	4.1	4.0	4.61
Ro 39	678.980/153.480	13.6	41.8	3.8	6.9	3.08
Ro 40	678.400/152.910	13.7	43.8	4.2	7.1	3.19
Ro 41	678.150/152.480	5.8	23.8	4.2	3.6	4.09
Ro 42	678.320/152.260	11.2	26.8	4.1	5.2	2.40
Ro 43	678.880/151.640	11.3	30.2	3.6	5.4	2.68
Ro 44	679.330/151.400	13.5	27.9	3.8	5.9	2.07
Ro 45	679.730/151.120	11.9	22.7	3.8	5.1	1.92
Ro 46	679.160/150.490	11.7	28.3	3.8	5.5	2.41
Ro 47	678.570/150.260	11.4	19.9	3.7	4.8	1.76
Ro 48	678.260/150.340	12.3	27.0	3.9	5.5	2.19
Ro 49	678.520/150.810	11.0	28.1	3.6	5.2	2.56
Ro 50	678.790/151.250	9.2	27.8	3.7	4.7	3.02
Ro 51	677.860/151.530	8.9	27.4	3.8	4.6	3.08
Ro 52	678.840/153.990	9.9	34.1	3.9	5.4	3.45
Ro 53	679.280/153.640	10.1	34.7	2.8	5.4	3.42
Ro 54	679.730/153.200	7.1	30.9	3.7	4.4	4.37
Ro 55	679.110/152.990	11.8	37.7	3.7	6.1	3.20
Ro 56	679.010/152.570	10.6	32.0	3.7	5.4	3.04
Ro 57	681.060/152.300	9.9	32.5	3.6	5.3	3.28
Ro 58	680.980/152.750	11.3	20.9	3.7	4.8	1.85
Ro 59	679.800/152.470	9.3	29.5	3.8	4.9	3.17
Ro 60	679.300/151.750	10.7	36.4	3.6	5.8	3.39
Ro 61	680.080/151.260	9.3	23.3	3.9	4.5	2.54
Ro 62	679.350/154.400	12.0	34.9	3.9	6.0	2.92
Ro 63	679.130/153.420	8.7	38.4	3.5	5.4	4.40
Ro 64	678.670/154.350	6.7	34.7	4.0	4.6	5.20

Probe-nummer		Koordinaten	Uran-gehalt (ppm)	Thorium-gehalt (ppm)	Kalium-gehalt (%)	Wärme-prod. (μW/m³)	Ver-hältnis Th/U
Ro 65			5.0	20.7	4.1	3.2	4.12
Ro 66			9.1	25.6	4.2	4.6	2.83
Ro 67	*	675.450/151.400	6.5	23.3	4.1	3.8	3.58
Ro 68			6.2	28.0	4.0	4.0	4.56
Ro 69			5.8	19.7	4.2	3.3	3.37
Ro 70			8.1	28.4	4.1	4.5	3.52
Ro 71*		675.250/151.750	6.0	27.5	0.2	3.6	4.61
Ro 72			5.2	24.2	3.9	3.5	4.68
Ro 73			5.6	27.5	4.1	3.8	4.92
Ro 74	*	674.800/152.280	6.9	26.8	4.0	4.1	3.90
Ro 75			5.1	25.0	4.0	3.5	4.91
Ro 76			5.8	23.4	4.0	3.6	4.00
Ro 77		673.300/151.350	10.4	50.5	3.4	6.6	4.85
Ro 78		673.450/150.980	14.7	37.9	3.6	6.9	2.57
Ro 79		673.600/151.200	9.1	31.4	3.7	5.0	3.45
Ro 80		674.050/150.650	10.3	29.9	3.6	5.2	2.91
Ro 81		673.900/150.900	8.2	41.0	3.9	5.5	5.00
Ro 82		673.800/151.200	9.4	43.8	4.3	6.0	4.67
Ro 83		673.700/151.580	10.4	41.8	4.0	6.1	4.02
Ro 84		678.650/149.750	14.0	29.7	4.3	6.2	2.13
Ro 85		678.550/149.660	9.3	25.3	4.0	4.6	2.71
Ro 86		680.120/151.000	11.2	31.3	3.7	5.5	2.80
Ro 87		680.120/151.000	10.8	26.1	3.8	5.1	2.42
Ro 88		680.100/150.880	9.2	28.2	3.7	4.8	3.07
Ro 89		679.930/150.680	10.9	24.9	3.7	5.0	2.27
Ro 90		679.930/150.680	10.4	29.1	4.2	5.2	2.80
Ro 91		678.800/150.350	10.0	17.7	3.6	4.2	1.76
Ro 92		678.730/150.570	12.4	31.6	3.7	5.9	2.56
Ro 93			10.4	26.7	3.7	5.0	2.56
Ro 94	*	678.800/150.680	10.1	25.9	3.7	4.8	2.56
Ro 95			29.3	20.7	4.0	9.5	0.71
Ro 96		675.580/149.670	10.5	23.0	3.4	4.7	2.18
Ro 97		674.300/152.350	5.1	21.6	4.0	3.3	4.25
Ro 98		674.800/151.950	3.4	14.9	4.4	2.4	4.39
Ro 99		675.080/151.580	5.2	30.0	4.9	4.0	5.74
Ro 100		675.650/150.950	6.2	19.6	4.0	3.4	3.17
Ro 101		675.550/150.370	10.2	25.9	3.9	4.9	2.53
Ro 102		677.300/149.350	13.2	27.7	3.5	5.8	2.09
Ro 103		677.230/149.350	11.8	27.6	3.6	5.4	2.35
Ro 104		677.250/149.450	12.0	24.8	4.0	5.3	2.06
Ro 105		677.250/149.450	10.0	27.9	3.6	4.9	2.80
Ro 106		677.300/149.420	10.0	30.9	3.7	5.2	3.08
Ro 107		676.000/153.850	6.1	26.3	3.9	3.8	4.35
Ro 108		675.530/153.350	7.0	34.2	3.6	4.6	4.89
Ro 109		675.080/152.850	5.3	26.6	4.1	3.7	5.02

* Bemerkungen zu einzelnen Proben:

Ro 13:	stark Probe.
Ro 65–Ro 70:	6 angewitterte Proben aus einem antehenden Felsen.
Ro 71:	1 m³ - grosser, frischer Block im Schutt. Sehr granatreich (bis ca. 20%), was typisch ist für dieses Gebiet der westlichen Saashörnerflanke.
Ro 72–Ro 76:	5 Proben aus frischem Block im Schutt.
Ro 95:	Aplitgang.

Tabelle 4 *Analysedaten von Gesteinsproben aus dem Furka-Basis-Tunnel, Fenster Bedretto*

Probe-Nr. und Stollenmeter ab Südportal	Urangehalt (ppm)	Thoriumgehalt (ppm)	Kaliumgehalt (%)	Wärmeprod. ($\mu W/m^3$)	Verhältnis Th/U
Ro 1145	12.5	23.2	4.0	5.3	1.85
Ro 1180	14.3	26.0	3.7	6.0	1.81
Ro 1265	15.2	30.8	3.6	6.4	2.02
Ro 1345	11.9	26.7	3.7	5.4	2.26
Ro 1358*	22.0	17.6	4.1	7.4	0.80
Ro 1436	14.9	22.1	3.9	5.8	1.48
Ro 1495	15.9	26.6	3.8	6.3	1.72
Ro 1610	16.8	41.1	4.4	7.7	2.46
Ro 1700	13.6	27.6	4.0	5.9	2.02
Ro 1708*	20.5	17.8	3.5	7.0	0.87
Ro 1820	13.6	27.1	3.9	5.9	1.99
Ro 1900	12.3	27.1	3.8	5.5	2.21
Ro 2000	12.6	22.5	3.8	5.3	1.78
Ro 2100	11.6	15.1	4.4	4.5	1.31
Ro 2200	12.8	27.9	3.9	5.7	2.19
Ro 2280	10.5	26.2	3.9	5.0	2.50
Ro 2440	9.8	23.6	3.7	4.6	2.41
Ro 2495	10.1	26.3	4.6	4.9	2.60
Ro 2600	9.7	26.4	3.8	4.8	2.71
Ro 2630	8.9	25.6	4.1	4.6	2.86
Ro 2750	8.6	20.8	3.9	4.1	2.42
Ro 2808*	1.4	6.9	4.0	1.3	4.84
Ro 2860	7.0	19.0	4.6	3.6	2.71
Ro 2945	3.6	16.3	4.2	2.5	4.51
Ro 2980	4.3	18.5	3.9	2.8	4.34
Ro 3030	3.3	6.8	2.5	1.6	2.06
Ro 3095	7.4	26.3	3.9	4.2	3.57
Ro 3150*	0.9	4.1	4.2	1.0	4.32
Ro 3200	5.2	17.4	3.3	2.9	3.38
Ro 3300	4.5	14.1	3.7	2.5	3.11
Ro 3400	2.3	9.7	2.3	1.5	4.12
Ro 3460	2.4	13.2	4.4	2.0	5.59
Ro 3590	4.6	19.5	4.0	3.0	4.28
Ro 3685	6.1	20.3	3.9	3.4	3.35
Ro 3770	6.3	22.7	4.2	3.7	3.62
Ro 3855	4.7	18.2	4.4	3.0	3.88
Ro 3955	5.5	20.5	4.3	3.3	3.69
Ro 4040	6.7	21.0	3.9	3.6	3.18
Ro 4143	6.7	25.4	4.0	3.9	3.81
Ro 4200	6.0	21.5	4.0	3.5	3.60
Ro 4270	6.6	20.2	4.2	3.6	3.07
Ro 4400	5.6	18.3	3.9	3.1	3.27
Ro 4495	5.0	23.7	4.0	3.4	4.73
Ro 4595	5.9	22.1	3.9	3.5	3.74
Ro 4700	5.8	20.4	4.1	3.4	3.50
Ro 4720*	26.7	28.5	3.6	9.4	1.07
Ro 4800	3.4	19.0	4.1	2.7	5.55
Ro 4905	3.8	21.9	4.2	3.0	5.74
Ro 5000	4.0	20.8	3.0	2.9	5.22
Ro 5200	3.9	19.9	5.1	2.9	5.14

*** Bemerkungen zu einzelnen Proben:**

Ro 1358: Aplit
Ro 1708: Aplit
Ro 2808: Lamprophyr
Ro 3150: Lamprophyr
Ro 4720: Aplit

Tabelle 5 *Analysedaten von Gesteinsproben aus dem Bahntunnel*

Probe-Nr. und Stollenmeter ab Portal Oberwald	Urangehalt (ppm)	Thoriumgehalt (ppm)	Kaliumgehalt (%)	Wärmeprod. ($\mu W/m^3$)	Verhältnis Th/U
FHST 4420*	11.0	33.9	5.1	5.8	3.09
FHST 5000	15.4	36.9	7.2	7.4	2.40
FHST 5040	7.3	31.4	5.2	4.6	4.33
FHST 5155	7.3	26.2	5.0	4.3	3.57
FHST 5410	7.1	33.0	5.1	4.7	4.67
FHST 5520*	17.0	15.9	2.1	5.8	0.93
FHST 5590	3.7	16.0	4.8	2.5	4.38
FHST 5800	5.5	23.4	5.0	3.6	4.29
FHST 6000	3.8	21.6	5.1	3.0	5.71
FHST 6205	4.2	22.4	5.3	3.2	5.40
FHST 6485	4.1	24.7	5.0	3.3	6.09
FHST 6830	3.8	21.8	5.1	3.1	5.74
FHST 7130	4.3	23.7	4.8	3.3	5.54
FHST 7250	7.7	34.2	4.9	4.9	4.42
FHST 7385	12.3	37.4	4.8	6.4	3.05
FHST 7460	15.1	24.8	3.7	6.1	1.65
FHST 7630	11.5	38.2	4.8	6.2	3.34

* Aplite, Pegmatite

7. Literaturverzeichnis

SMPM = Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.

BUNTEBARTH, G. (1975): Geophysikalische Untersuchungen über die Verteilung von Uran, Thorium und Kalium in der Erdkruste sowie deren Anwendung auf Temperaturberechnungen für verschiedene Krustentypen. Diss. Techn. Univ. Clausthal.

BUNTEBARTH, G. (1976): Distribution of uranium in intrusive bodies due to combined migration and diffusion. Earth Planet. Sci. Lett. *32*, 84–90.

ECKARDT, P. (1974): Untersuchungen von rezenten Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. Eclogae geol. Helv. *67*, 233–235.

FOEHN, P. (1965): Gamma-Spektrometrometrische Untersuchungen am Gesteinsprofil Fuorcla da Punteglias – Alp da Punteglias. Diplomarbeit Abt. X, ETH Zürich.

FREY, M., JAEGER, E. und NIGGLI, E. (1976): Gesteinsmetamorphose im Bereich der Geotraverse Basel – Chiasso. SMPM *56*, 649–659.

GRÜNENFELDER, M. (1962): Mineralalter von Gesteinen aus dem Gotthardmassiv. SMPM *42*, 46–7.

GRÜNENFELDER, M. und HAFNER, S. (1962): Über das Alter und die Entstehung des Rotondogranits. SMPM *42*, 169–207.

GRÜNENFELDER, M. (1963): Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrogenetische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. I. Der Zirkon des Granodioritgneises von Acquacalda (Lukmanierpass). SMPM *43*, 235–257.

HAFNER, S. (1958): Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs. SMPM *38*, 254–362.

HAFNER, S. (1975): Geol. Atlas d. Schweiz, Blatt Val Bedretto.

Herbst, W. (1964): Investigations of Environmental Radiation and its Variability. In: ADAMS, J. A. S. and LOWDER, W. M. eds.: The Natural Radiation Environment. Chicago.

HIRSCHI, H. (1928): Radioaktivität der wichtigsten Granitmassen des Gotthardmassivs. SMPM *8*, 318–320.

HOFMÄNNER, F.J. (1964): Petrographische Untersuchungen der granitoiden Gesteine zwischen Gotthard- und Witenwasserenreuss (Gamsbodengneis, Cacciolagranit, Winterhornaplitgranit). Juris-Verlag, Zürich.

HURLEY, P. M. (1950): Distribution of radioactivity in granites and possible relation to helium age measurements. Bull. Geol. Soc. Am. *61*, 1–7.

JÄGER, E. und NIGGLI, E. (1964): Rubidium-Strontium-Isotopenanalysen an Mineralien und Gesteinen des Rotondogranites und ihre geologische Interpretation. SMPM *44*, 61–81.

KRYLOV, A.YA. (1957): Raspredelenie urana i torija w granitom massiwe Dschetui-Ogaz. Trudy Rad. Inst. Imenii V.G. Chlopina, Akad. Nauk. USSR, Chimiya: Geochimiya 7, 200–208.

KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. SMPM *37*, 398–434.

KVALE, A. (1966): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. Kümmerly & Frey, Bern. Sonderveröffentl. der Schweiz. Geotechn. + Schweiz. Geol. Kommission.

LABHART, T.P. und RYBACH, L. (1971): Abundance and distribution of uranium and thorium in the syenite of Piz Giuv (Aarmassif, Switzerland). Chem. Geol. 237–251.

LABHART, T.P. und RYBACH, L. (1972): Der Vallorcine-Granit und seine radiometrischen Anomalien. SMPM *52*, 571–574.

LABHART, T. P. und RYBACH, L. (1974): Granite und Uranvererzungen in den Schweizer Alpen. Geol. Rundschau *63*, 135–147.

LABHART, T. P. (1976): Die Radioaktivität alpiner Gesteine. Schweizer Strahler *4*, 3–14.

LABHART, T. P. und RYBACH, L. (1976): Radioaktivitätsprofile durch den Zentralen Aaregranit im Bereich der Schweizer Geotraverse. SMPM *56*, 669–673.

RYBACH, L. (1961): Radiometrische Untersuchungen in der Misoxer Muldenzone. SMPM *41*/1, 85–102.

RYBACH, L., HAFNER, S. und WEIBEL, M. (1962): Die Verteilung von U, Th, Na, K und Ca in Rotondogranit. SMPM *42*, 307–320.

RYBACH, L. (1971): Radiometric Techniques. In: Modern Methods of Geochemical Analysis. WAINERDI, R. E. and UKEN, E. A., eds., 271–318, Plenum Press, New York.

RYBACH, L. und LABHART, T. P. (1973): Regelmässigkeiten der Radioaktivitätsverteilung in granitischen Gesteinskörpern (Beispiele aus den Schweizer Alpen). SMPM *53*, 379–384.

RYBACH, L. (1976): Die Gesteinsradioaktivität und ihr Einfluss auf das Temperaturfeld in der Kontinentalen Kruste. J. Geophys. *42*, 93–101.

SONDER, R. (1921): Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. SMPM *1*, 323–351.

STECK, A. (1976): Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs. SMPM *56*, 269–292.

SUVA (1976): Mitteilungen der Sektion Physik, Nr. 4.

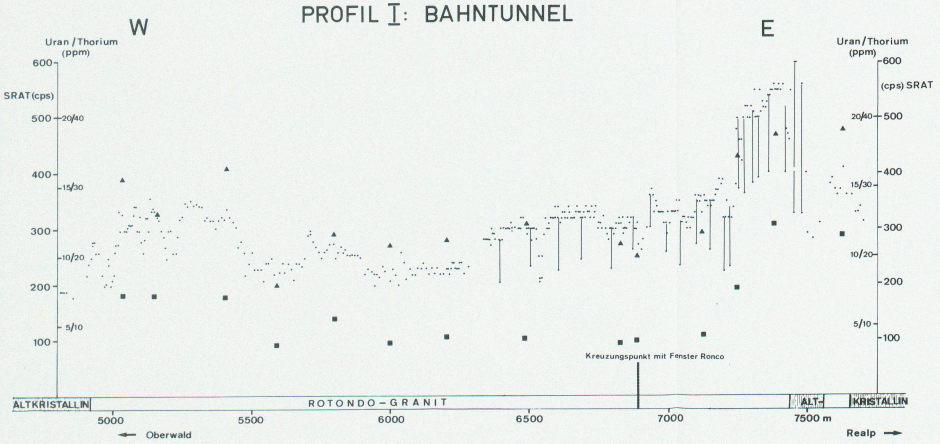
V. FRITSCH, K. (1873): Das Gotthardgebiet. Beitr. geol. Karte Schweiz 15.

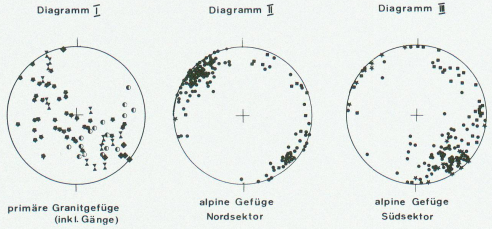
WINKLER, B. (1974): Bestimmung der radioaktiven Wärmeproduktion an festen Gesteinsproben mittels Gammaspektrometrie. Diplomarbeit Abt. X, ETH Zürich.

Manuskript eingegangen am 30. Oktober 1978

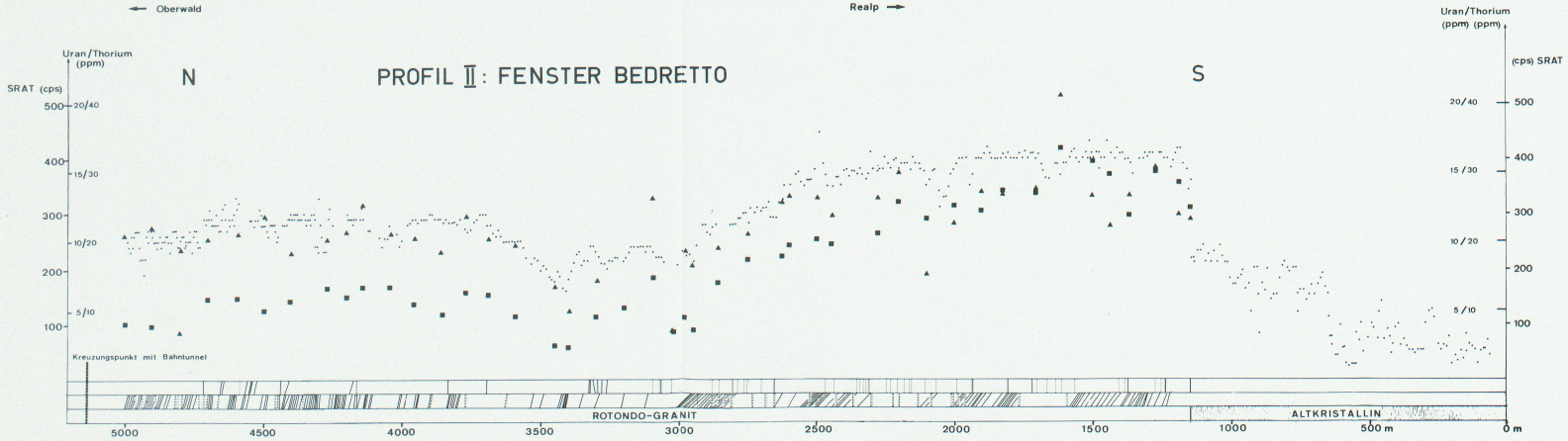
Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.
Volume 58, 3, 1978

PROFIL I: BAHNTUNNEL





PROFIL II: FENSTER BEDRETTO



LEGENDE ZUR TAFEL I

PROFILE I·II:
- ■ Urangehalt
- ▲ Thoriumgehalt
- | Gesamtaktivität (oberes Strichende: Messwert bei hoher Radonkonzentration)

Balken unter Profil I:

oben: primäre Gefüge
- ⋮ Lamprophyr
- | Aplit
- ⋮ Schliere

unten: alpine Gefüge
- | Schieferung
- ⋮ Mylonit

DIAGRAMM I:
- Schliere Südostrand
- Schliere Nordwestrand
- Lamprophyr
- Aplit

DIAGRAMME II·III:
- ● S-Fläche mit Glimmerbelag
- ■ Bruchfläche
- Mylonit