

**DISTRIBUSI UNSUR UTAMA DAN UNSUR TANAH JARANG PADA PELAPUKAN BATUAN GRANITOID DI DAERAH PARMONANGAN, KABUPATEN TAPANULI UTARA**

***DISTRIBUTION OF MAJOR ELEMENTS AND RARE EARTH ELEMENTS IN THE WEATHERED GRANITOID ROCKS IN THE PARMONANGAN AREA, NORTH TAPANULI REGENCY***

**Ana Nurul Hidayati<sup>1</sup>, Nurcahyo Indro Basuki<sup>1</sup>, Sulaeman<sup>2</sup>, Bayu Sayekti<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Teknik Geologi, Fakultas Ilmu dan Teknologi Kebumihan, Institut Teknologi Bandung

<sup>2</sup>Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi

ana705389@gmail.com

**ABSTRAK**

Hasil penyelidikan oleh PSDMBP pada tahun 2011 menunjukkan kandungan REE pada pelapukan granitoid di Parmonangan terdapat beberapa unsur dengan anomali yang cukup signifikan seperti Ce (600 s.d. 1400 ppm), La (400 s.d. 1000 ppm), dan Pr (600 s.d. 1400 ppm). Oleh karena itu, penyelidikan lanjutan perlu dilakukan untuk mengetahui persebaran REE ke arah bagian barat dari daerah penyelidikan sebelumnya. Penyelidikan ini bertujuan untuk mengetahui karakteristik granitoid, pola pelapukan, dan profil kandungan REE di daerah penyelidikan.

Pelapukan granitoid di daerah Parmonangan berasal dari granit biotit dan granit biotit hornblende. Karakteristik geokimia hasil pelapukan menunjukkan bahwa  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , dan  $\text{MnO}$  mengalami pelarutan dan bersifat *mobile* saat berlangsungnya pelapukan sehingga menunjukkan penurunan kadar pada *soil* dibandingkan batuan dasar. Sedangkan  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , dan LOI menunjukkan kenaikan pada hasil pelapukannya akibat mengalami pengayaan residual.

Kandungan pada pelapukan granitoid daerah Parmonangan menunjukkan pengayaan relatif  $\Sigma\text{LREE}$  terhadap  $\Sigma\text{HREE}$ . Kandungan  $\Sigma\text{LREE}$  dipengaruhi oleh persebaran unsur La dan Ce yang terkandung dalam mineral monasit. Kandungan  $\Sigma\text{HREE}$  dikontrol oleh persebaran unsur Y. Berdasarkan korelasi Spearman mineral titanit dan apatit juga berpengaruh pada kelimpahan  $\Sigma\text{LREE}$ . Sedangkan mineral pembawa  $\Sigma\text{HREE}$  adalah zirkon. Interval sampel berada pada zona pencucian REE sehingga konsentrasi  $\Sigma\text{REE}$  yang didapat pada *soil* lebih rendah dibanding batuan dasar.

**Kata Kunci:** pelapukan granitoid, Parmonangan, unsur tanah jarang, Kompleks Sibolga

**ABSTRACT**

*The results of an investigation by PSDMBP in 2011 showed that the REE content in weathered granitoid at Parmonangan contained several elements with significant anomalies such as Ce (600 to 1400 ppm), La (400 to 1000 ppm), and Pr (600 to 1400 ppm). Therefore, further investigation needs to be carried out to determine the distribution of REE to the west of the previous investigation area. This study aims to determine the characteristics of the granitoid, weathering pattern, and profile of the REE content in the investigation area.*

*The weathering of granitoid in the Parmonangan area comes from biotite granite and hornblende biotite granite. The geochemical characteristics of weathering indicate that  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , and  $\text{MnO}$  dissolve and are mobile during weathering, indicating a*

*decrease in soil content compared to bedrock. Meanwhile,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $TiO_2$ , and LOI showed an increase in weathering results due to residual enrichment.*

*The content of the weathered granitoid in the Parmonangan area shows the relative enrichment of LREE to HREE. The content of LREE is influenced by the distribution of La and Ce elements contained in monazite. The content of HREE is controlled by the distribution of element Y. Based on the Spearman correlation, titanite and apatite also affect the abundance of LREE. While the mineral-bearing HREE is zircon. The sample interval is in the REE leaching zone so that the concentration of REE obtained in the soil is lower than in the bedrock.*

**Keywords:** *granitoid weathering, Parmonangan, rare earth elements, Sibolga Complex*

## PENDAHULUAN

Unsur tanah jarang (UTJ) terdiri dari 17 unsur yang terdiri dari 15 unsur yang tergolong ke dalam kelompok lanthanida (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb dan Lu), serta 2 unsur lainnya yaitu scandium (Sc) dan yttrium (Y). UTJ umumnya terbagi menjadi unsur dengan berat atom lebih kecil yaitu La – Eu yang disebut UTJ ringan (LREE) dan unsur dengan berat atom lebih besar atau disebut UTJ berat (HREE) yang terdiri dari Gd – Lu dan Y (*Industrial Rare Metals*, 2008 dalam Sanematsu dkk., 2009). Unsur – unsur ini berikatan dengan mineral yang cukup jarang dijumpai dengan kadar yang melimpah di batuan pada umumnya. Penyelidikan UTJ pada *soil* telah banyak dilakukan (Bhao dan Zhao, 2008; Sanematsu dkk., 2009; Tim Eksplorasi Umum, 2011; Setiawan, 2017).

Batuan granitoid menjadi salah satu sumber batuan yang kaya akan UTJ. Kompleks Granitoid Sibolga merupakan salah satu granitoid di Pulau Sumatra berumur Perm yang diperkirakan muncul sebagai beberapa kali periode intrusi. Granitoid Sibolga memiliki karakteristik yang mirip dengan *Eastern Province Granite* dari Semenanjung Malaysia, Granit Sibolga tersingkap di pantai barat Sumatera yang jaraknya 300 km dari *Eastern Province Granite* Semenanjung Malaysia (Cobbing, 2005). Kompleks Granitoid Sibolga tersebar luas dari daerah Sibolga hingga Tapanuli Utara.

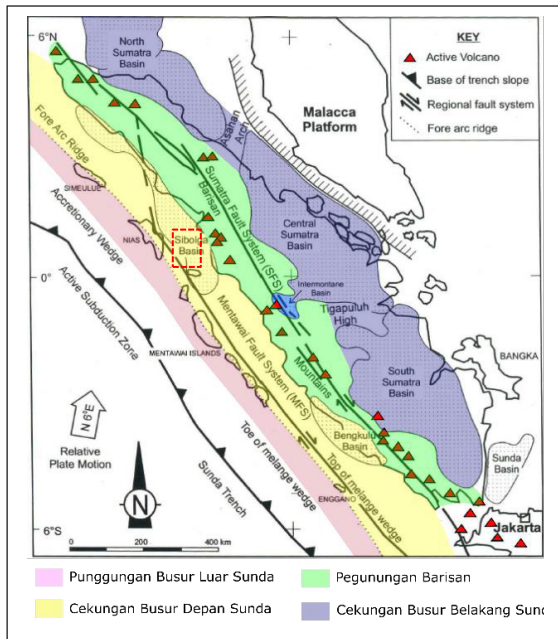
Penyelidikan sebelumnya telah mengulas keberadaan UTJ pada pelapukan batuan

granitoid di daerah Parmonangan. Dari beberapa sampel yang dianalisis, terdapat beberapa unsur yang memiliki konsentrasi tergolong signifikan yaitu Ce (600 s.d. 1400 ppm), La (400 s.d. 1000 ppm), dan Pr (600 s.d. 1400 ppm) (Tim Eksplorasi Umum, 2011).. Daerah anomali UTJ tersebut berada pada bagian barat. Kandungan UTJ yang tinggi ini menarik untuk diteliti lebih lanjut juga terhadap kemenerusan daerah anomali UTJ. Menindaklanjuti kegiatan eksplorasi tersebut, pada tahun 2021 dilakukan penyelidikan dengan tujuan untuk mengetahui karakteristik granitoid, pola pelapukan dan profil kandungan REE di daerah bagian barat daerah penyelidikan sebelumnya.

## GEOLOGI

Pulau Sumatra diklasifikasikan menjadi lima bagian berdasarkan tatanan tektonik dan strukturalnya (Darman dan Sidi, 2000), yaitu punggung busur luar Sunda (*Sunda outer-arc ridge*), cekungan busur depan Sunda (*Sunda fore-arc basin*), cekungan busur belakang Sumatra (*Sumatra back-arc basin*), Pegunungan Barisan (*Barisan Mountain Range*), dan cekungan antar pegunungan Sumatra (*Sumatra intra-arc atau intermontane basin*). Daerah penyelidikan terletak pada bagian Pegunungan Barisan (**Gambar 1**). Daerah penyelidikan terletak di sebelah tenggara berdasarkan Peta Geologi Lembar Sidikalang dan sebagian Sinabang, Provinsi Sumatra Utara (Aldiss dkk., 1983). Di sekitar wilayah studi terdapat empat formasi yang menyusun litologi area tersebut, yaitu Formasi Kluet (Puk), Kompleks Sibolga (MPisI), Formasi

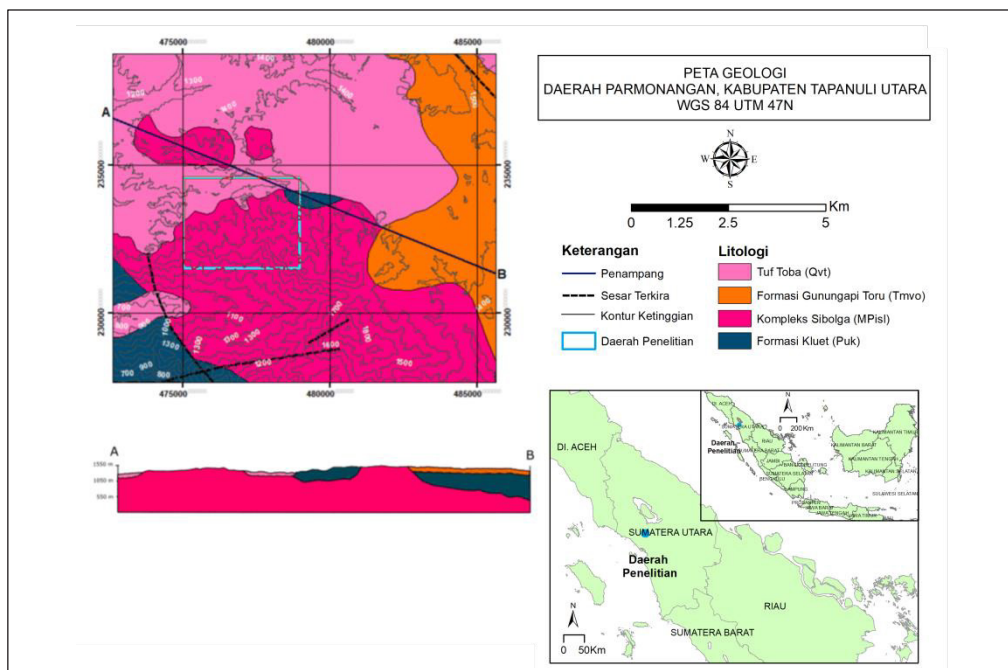
Gunungapi Toru, dan Tuf Toba (Gambar 2).



**Gambar 1.** Pembagian Pulau Sumatra berdasarkan tektonik dan strukturalnya (Darman dan Sidi, 2000)

Formasi Kluet dan Kompleks Sibolga merupakan batuan berumur Paleozoik sebagai batuan dasar di daerah penyelidikan. Formasi Kluet merupakan

bagian dari Kelompok Tapanuli terdiri dari wacke kuarsa, batulanau, batuserpih, arenit konglomeratik yang diperkirakan berumur Karbon – Perm Awal (Barber dkk., 2005). Formasi Kluet diterobos oleh intrusi Kompleks Sibolga yang umumnya mengalami metamorfisme derajat rendah di bawah fasies amfibolit menjadi kuarsit, sekis dan gneiss pelitik, milonit dan kataklastik, serta *hornfels* (Aldiss dkk., 1983). Kompleks Sibolga terdiri dari granodiorit, granit, dan diorit yang diperkirakan muncul pada Perm Awal akibat subduksi *Paleo-Tethys* terhadap Blok Sumatra Barat. Formasi Gunungapi Toru terendapkan secara tidak selaras di atas Kompleks Sibolga yang berhubungan dengan adanya intrusi dangkal pada Miosen. Formasi ini tersebar di perbatasan antara Tapanuli Utara dan Tapanuli Selatan yang merupakan batuan vulkanik berupa andesit, aglomerat, dan breksi (Sulistiyawan dan Harahap, 2013). Sedangkan Tuf Toba adalah produk vulkanisme Gunung Api Toba berumur Kuartar Awal (Aspend dkk., 1982 dalam Sulistiyawan dan Harahap, 2013). Satuan Tuf Toba terdiri dari ignimbrit riodasit yang sebagian terelakan.



**Gambar 2.** Peta geologi dan penampang daerah Parmonangan (dimodifikasi dari Aldiss dkk., 1983)

**MATERIAL DAN METODOLOGI**

Penyelidikan ini menggunakan material berupa sampel batuan dan *soil* pelapukan yang diambil oleh Tim Eksplorasi Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi tahun 2021 (PSMBP). Sampel *soil* pelapukan diambil dengan melakukan pengeboran dangkal menggunakan bor tangan dari kedalaman 1 meter hingga 3 meter dan metode *channeling/test pit* pada lokasi bukaan *soil* (**Gambar 3**). Batuan berjumlah tujuh sampel dilakukan analisis petrografi sayatan tipis. Selanjutnya, sebanyak 15 sampel batuan dan 164 sampel *soil* pelapukan dilakukan analisis geokimia menggunakan metode XRF (*X-Ray Fluorescence*) di Laboratorium PSDMBP yang meliputi kandungan unsur oksida (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, dan MnO), sedangkan kandungan unsur jejak dan REE dianalisis dengan metode ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*) pada dua sampel batuan dan 20 sampel *soil* pelapukan di Laboratorium Intertek.



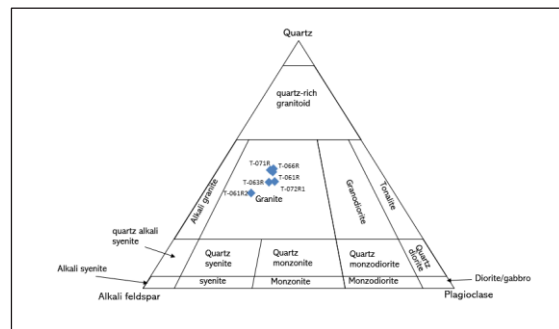
**Gambar 3.** Profil pelapukan granit di daerah Parmonangan (T-062) (Sulaeman dkk., 2021)

Data XRF diolah menghasilkan indeks pelapukan, pola pelapukan, dan mobilitas unsur. Sedangkan analisis dari data ICP-MS akan mendapatkan karakteristik UTJ berdasarkan profil.

**HASIL**

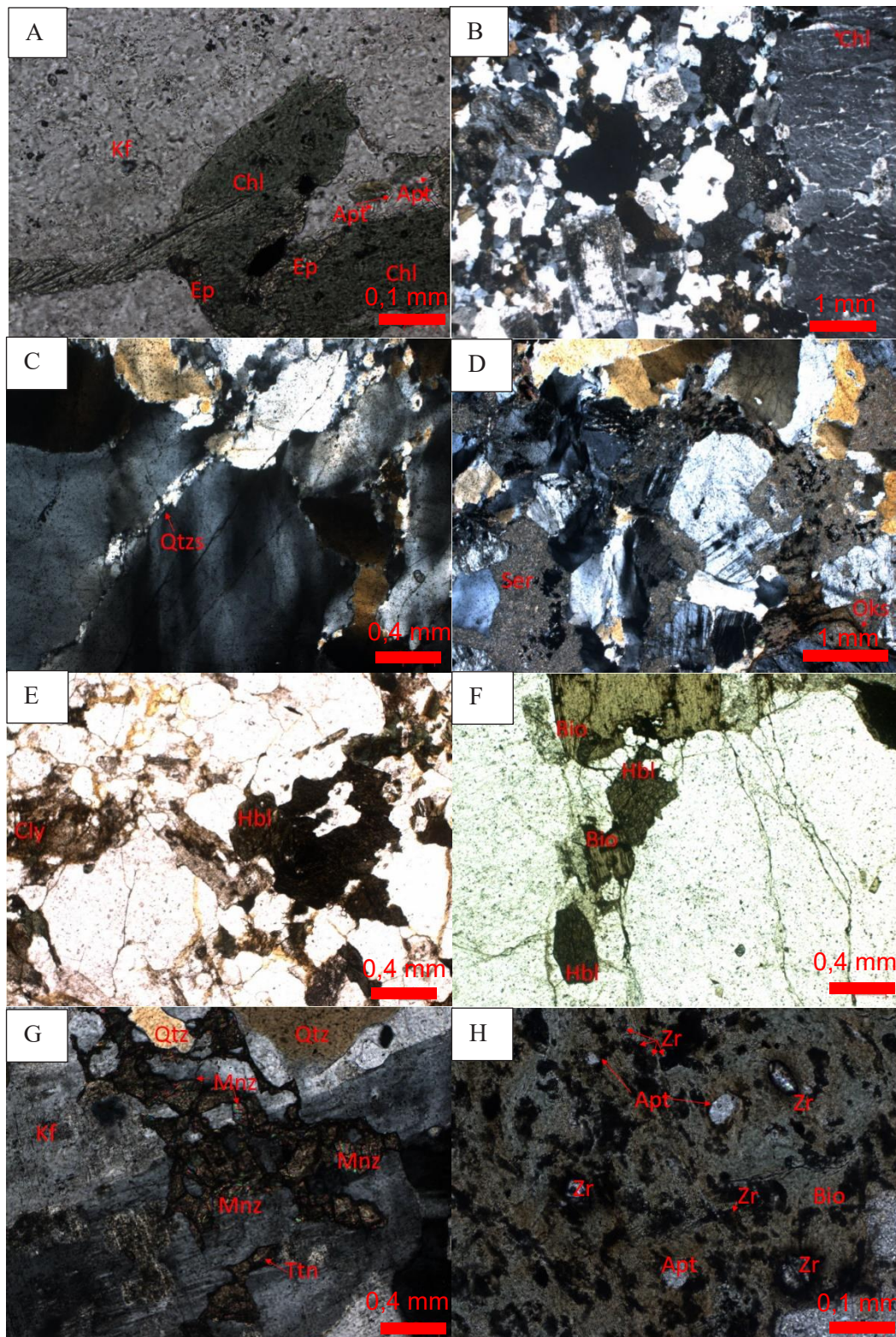
**Petrologi**

Tujuh sampel batuan di daerah Parmonangan berupa enam sayatan dari batuan granitoid dan satu sayatan dari batuan tuf.



**Gambar 4.** Plot sampel pada diagram QAP (Streckeisen, 1976 dalam Gill, 2010)

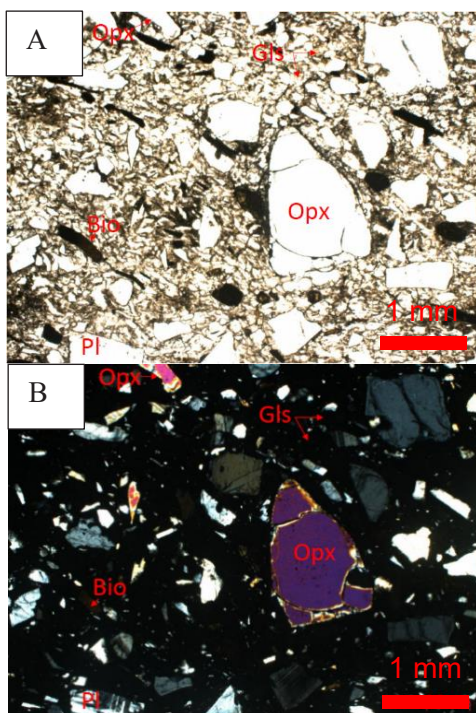
Hasil deskripsi mikroskopis dari 6 sampel granitoid berdasarkan diagram QAP menunjukkan enam sampel batuan diklasifikasikan sebagai granit (**Gambar 4**). Berdasarkan Williams dkk. (1982), Granitoid Parmonangan terbagi menjadi dua macam terkait keberadaan mineral biotit dan hornblende dengan persentase ≥ 5% yaitu granit biotit (sampel T-071R, T-061R, dan T-063R) dan granit biotit hornblende (T-061R2, T-066R, dan T-072R1). Granit biotit memperlihatkan tekstur holokristalin, hubungan antarkristal hipidiomorfik – alotriomorfik granular, terdiri dari mineral primer yaitu kuarsa (31 s.d. 36%), alkali feldspar (23 s.d. 32%), plagioklas (12 s.d. 16%), dan biotit (5 s.d. 18%) berukuran 0,2 mm s.d. 4,8 mm. Mineral aksesori pada granit biotit berupa titanit, apatit, zirkon, monasit, dan opak (**Gambar 5g,h**) Sebagian besar mineral aksesori ditemukan dalam bentuk inklusi pada mineral biotit dan alkali feldspar.



**Gambar 5.** (a) Klorit (Chl) dan epidot (Ep) yang hadir bersama mineral aksesori berupa apatit (Apt), (b) Urat klorit memotong alkali feldspar pada sampel T-066R, (c) Kuarsa sekunder (Qtzs) mengisi rekahan di sampel T-061R, (d) Oksida besi (Oks) hadir sebagai urat yang memotong feldspar dan serisit (Ser), (e) Hornblende (Hbl) dan mineral lempung (Cly) pada sampel T-072R1, (f) Hornblende dan biotit (Bio) pada sampel T-061R2, (g) Monasit (Mnz) sebagai inklusi pada alkali feldspar (Kf), (h) Zirkon (Zr) dan apatit hadir sebagai inklusi pada biotit

Adapun mineral ubahan yang terlihat yaitu adalah serisit, klorit, oksida besi, dan kuarsa sekunder. Sebagain besar granit biotit hornblende memperlihatkan tekstur holokristalin, hubungan antarkristal hipidiomorfik – alotriomorfik granular, terdiri dari mineral primer yaitu kuarsa (25%), alkali feldspar (21 s.d. 30%), biotit (10 s.d. 18%), plagioklas (10 s.d. 12%), dan hornblende (5 s.d. 8%) berukuran 0,2 s.d. 4,5 mm. Pada sampel T-066R, granit biotit hornblende memperlihatkan tekstur holokristalin porfiritik, dengan fenokris 25% terdiri dari alkali feldspar, plagioklas, biotit, kuarsa, dan hornblende, subhedral-anhedral, berukuran 0,5 s.d. 2 mm setempat dapat mencapai 3,5 mm, tertanam dalam massa dasar 75% terdiri dari biotit, kuarsa, dan mineral opak.

Secara mikroskopis, sampel batuan tuf diklasifikasikan menjadi tuf gelas (Pettijohn, 1975). Tuf gelas terpilah buruk, memiliki kemas terbuka, terdiri dari fragmen 32% berukuran 0,1 s.d. 1,5 mm, menyudut berupa mineral plagioklas, biotit, ortopiroksen, kuarsa, dan fragmen batuan (Gambar 6). Terdapat matriks 57% berupa gelas vulkanik, kuarsa, dan plagioklas.



**Gambar 6.** Hasil sayatan tuf gelas (a) nikol sejajar dan (b) nikol bersilang

## Hasil Pelapukan

Keberadaan lapukan granitoid terletak di bawah lapisan humus berwarna coklat kehitaman yang dicirikan dengan lapisan berwarna kuning terang-abu-abu hingga kuning kecoklatan-merah keabuan dengan ketebalan lapukan yang diambil berkisar 0,55 hingga 10 m (Gambar 3). Pada lapukan granitoid terlihat beberapa mineral yaitu kuarsa ± muskovit ± biotit ± feldspar ± hornblende (Sulaeman dkk., 2021). Dari 164 data lapukan, terdapat 144 lapukan granitoid, 19 lapukan tuf, dan satu data timbunan. Lapukan granitoid berwarna abu-abu, kuning coklat, hingga merah dengan keberadaan mineral biotit ± feldspar ± muskovit, sedangkan lapukan tuf berwarna kuning (Sulaeman, komunikasi personal 2021). Sampel yang teridentifikasi sebagai timbunan pada T-064A memiliki hasil geokimia unsur mayor yang jauh berbeda dibanding sampel lain pada profil tersebut.

## Komposisi Geokimia

Batuan granitoid Parmonangan memiliki kandungan unsur mayor  $\text{SiO}_2$  (58,67 wt% s.d. 70,03 wt.%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15,49 wt% s.d. 23,95 wt.%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (2,31 wt% s.d. 3,66 wt.%),  $\text{MgO}$  (0,37 wt% s.d. 1,14 wt.%),  $\text{CaO}$  (0,06 wt% s.d. 2,21 wt.%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,06 wt% s.d. 2,69 wt.%),  $\text{K}_2\text{O}$  (3,46 wt% s.d. 6,18 wt.%),  $\text{TiO}_2$  (0,28 wt% s.d. 0,91 wt.%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,40 wt% s.d. 0,68 wt.%),  $\text{MnO}$  (0,04 wt% s.d. 0,24 wt.%), dan LOI (1,00 wt% s.d. 5,66 wt.%).

Nilai LOI teridentifikasi pada enam sampel batuan bernilai  $>2,5\%$  dan sembilan sampel lainnya yang memiliki  $\text{LOI} < 2,5\%$ . Nilai LOI menunjukkan tingkat kesegaran batuan dengan nilai  $\text{LOI} < 2,5\%$  (Indarto dkk., 2007). Pada sampel T-074R dan T-077R, nilai  $\text{LOI} > 2,5\%$  menunjukkan batuan ini merupakan tuf yang dikonfirmasi dengan data petrografi sayatan tipis dan deskripsi batuan secara megaskopis berdasarkan Sulaeman dkk (2021). Sampel T-069R dan T-072R2 memiliki  $\text{LOI} > 2,5\%$ , tetapi sampel ini tidak dilakukan petrografi sayatan tipis sehingga belum bisa dikonfirmasi. Sampel T-061R2 memiliki  $\text{LOI} > 2,5\%$  yang ditunjukkan oleh

keberadaan mineral mineral lempung sebagai mineral ubahan.

Zona lapukan granitoid mengandung unsur mayor (**Gambar 8**)  $\text{SiO}_2$  (34,54 wt.% s.d. 69,43 wt.%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (20,88 wt.% s.d. 36,79 wt.%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1,25 wt.% s.d. 6,60 wt.%),  $\text{MgO}$  (0,01 wt.% s.d. 0,83 wt.%),  $\text{CaO}$  (0,02 wt.% s.d. 1,41 wt.%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,00 wt.% s.d. 1,41 wt.%),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,29 wt.% s.d. 3,91 wt.%),  $\text{TiO}_2$  (0,23 wt.% s.d. 1,86 wt.%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,04 wt.% s.d. 0,45 wt.%),  $\text{MnO}$  (0,01 wt.% s.d. 0,58 wt.%), dan LOI (5,77 wt.% s.d. 32,57 wt.%).

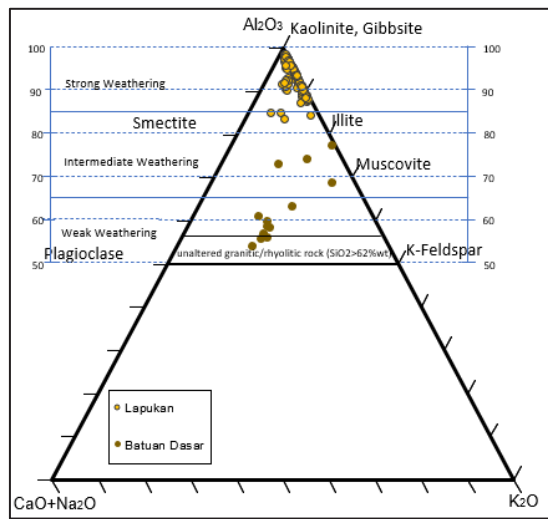
## PEMBAHASAN

### Pelapukan Granitoid

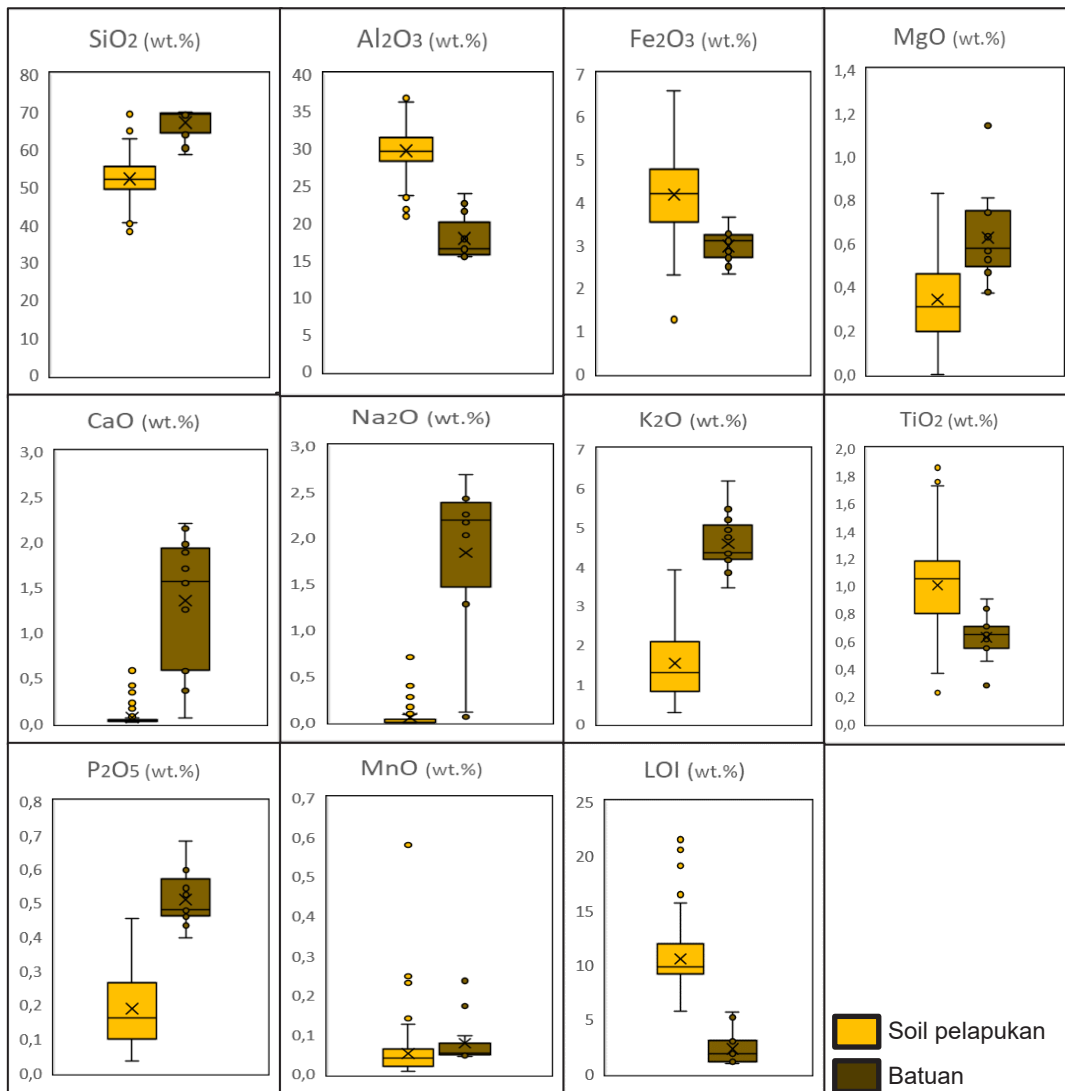
Unsur Ca, Na, Mg, dan K merupakan unsur alkali dan alkali tanah yang mudah larut dan *mobile* saat terjadinya pelapukan (Middelburg dkk., 1988) sehingga unsur  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$ , dan  $\text{K}_2\text{O}$  cenderung menunjukkan penurunan pada lapukan dibanding batuan dasar yang terdekat dari lokasi bor untuk *soil* (**Gambar 8**). Unsur Ca sebagai penyusun mineral apatit bersifat *mobile* sehingga mineral apatit tidak stabil saat pelapukan berlangsung, maka apatit cenderung terdekomposisi dan unsur  $\text{P}_2\text{O}_5$  menurun pada lapukannya (Middelburg dkk., 1988). Unsur Si juga *mobile* pada rentang pH tertentu sehingga dijumpai deplesi pada lapukan. Kelarutan dan mobilitas dari unsur Mn bergantung pada keberadaannya dengan unsur yang lain. Unsur ini dijumpai terlarut sebagian pada kondisi asam, tidak larut saat bersama unsur yang memiliki kelarutan lebih tinggi sehingga pada lapukan menunjukkan penurunan tetapi ada juga yang mengalami pengayaan (Ahmad, 2006). Dalam batuan, unsur Mn menjadi penyusun mineral epidot dan klorit.

Saat berlangsungnya pelapukan, terjadi penghancuran batuan menjadi *soil* oleh faktor fisik, kimia, atau biologi sehingga mineral primer pada batuan mengalami ubahan menjadi mineral sekunder (contoh: mineral lempung, mineral oksida, dll) yang memiliki gugus OH pada ikatannya dan jumlah volatil yang meningkat. Oleh karena itu, berat yang hilang saat dibakar (LOI) pada lapukan meningkat. Unsur Al, Fe, dan Ti cenderung *immobile* dan menjadi unsur yang tertinggal (unsur residual) saat pelapukan sehingga  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , dan  $\text{TiO}_2$  cenderung meningkat pada lapukannya. Selain itu, unsur Fe juga dipengaruhi oleh potensial redoks sehingga di bawah kondisi reduksi, terdapat  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  yang mengalami penurunan. Keseluruhan profil pelapukan granitoid digunakan untuk membandingkan kandungan unsur mayor terhadap batuan dasar yang terdekat dari pengambilan *soil* di setiap lokasi bor sebagai contoh pada bor T-008 dan T-075 (bukaan) (**Gambar 9**).

Indeks pelapukan granitoid dapat ditentukan berdasarkan perhitungan CIA oleh Nesbitt dan Young (1982) yang menunjukkan lapukan granitoid di Parmonangan telah mengalami intensitas pelapukan sedang hingga kuat yaitu 83,61 – 98,81. Sedangkan nilai CIA pada batuan granitoid adalah 54,46 – 77,78; artinya batuan tidak terlapukkan dan beberapa mengalami pelapukan lemah hingga sedang. Berdasarkan diagram terner oleh Nesbitt dan Markovics (1997), *trend* pelapukan menunjukkan terjadinya pelapukan yang intensif ditandai dengan terubahnya feldspar menjadi kaolinit dan/atau gipsit (**Gambar 7**).

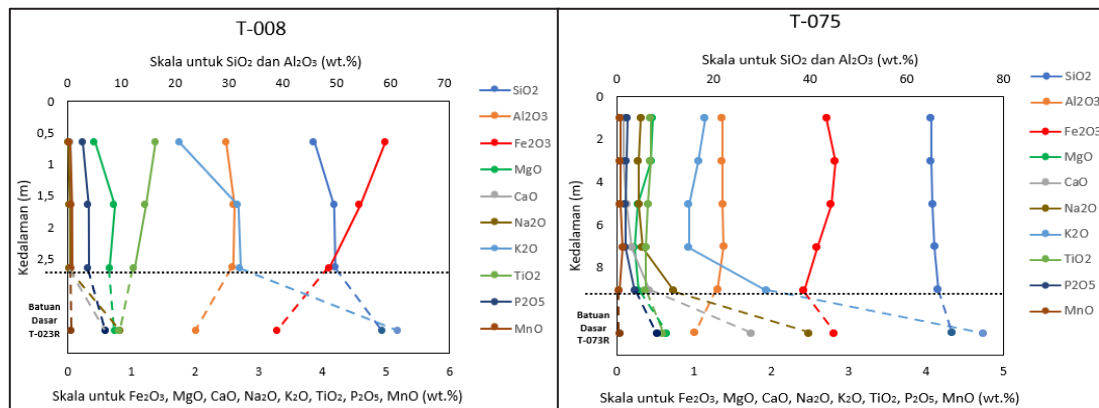


Gambar 7. Perkembangan profil pelapukan di Parmonangan berdasarkan diagram terner A-CN-K (Nesbitt dan Markovics, 1997)



Gambar 8. Boxplot unsur mayor ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MnO}$ ) dan LOI pada lapukan dan batuan granitoid





Gambar 9. Profil pelapukan granitoid pada bor T-008 dan T-075

**Karakteristik UTJ (REE)**

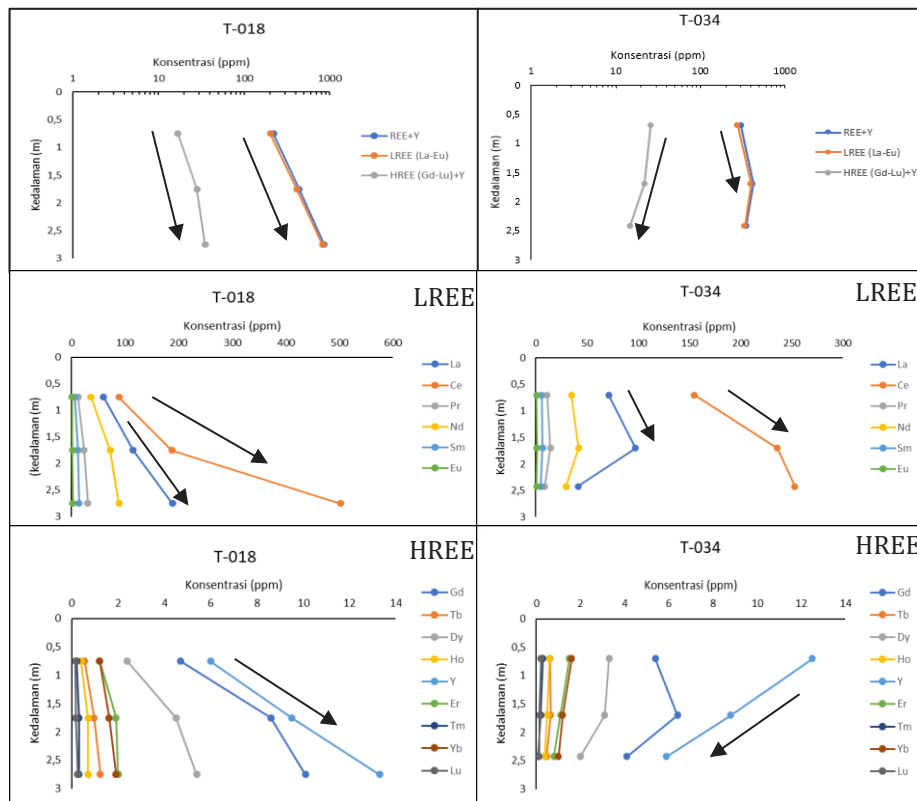
UTJ yang dianalisis pada lapukan granitoid berjumlah 19 sampel memiliki konsentrasi La (9 s.d. 188 ppm), Ce (35,6 s.d. 502 ppm), Pr (2,44 s.d. 30,5 ppm), Nd (8,5 s.d. 88,6 ppm), Sm (1,8 s.d. 14 ppm), Eu (0,2 s.d. 1,5 ppm), Gd (2,1 s.d. 10,1 ppm), Tb (0,19 s.d. 1,22 ppm), Dy (1,2 s.d. 5,4 ppm), Ho (0,1 s.d. 0,7 ppm), Y (2,5 s.d. 19,7 ppm), Er (0,4 s.d. 2,4 ppm), Tm (0,1 s.d. 0,4 ppm), Yb (0,4 s.d. 3,8 ppm), Lu (0,05 s.d. 0,33 ppm), LREE<sub>(La-Eu)</sub> (69,37 s.d. 824,6 ppm), HREE<sub>(Gd-Lu)+Y</sub> (7,04 s.d. 35,17 ppm), dan ΣREE+Y (99,58 – 859,77 ppm).

Proses pelapukan menyebabkan terjadinya mobilisasi dan fraksinasi sehingga REE dapat mengalami pengayaan atau deplesi. Hal ini dapat dipengaruhi oleh kondisi Eh-pH, kondisi kimia lingkungan pelapukan misalnya kandungan air, material organik, keberadaan zat kompleks dan pengoksidasi misalnya NO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> (Scott dan Pain, 2009). Selain itu, karakteristik kimia seperti jari-jari ion dan muatan ion juga mengontrol terjadinya dispersi pada REE. Karakteristik tersebut dapat menyebabkan REE yang *leaching* saat pelapukan teradsorpsi oleh mineral lempung (Bao dan Zhao, 2008).

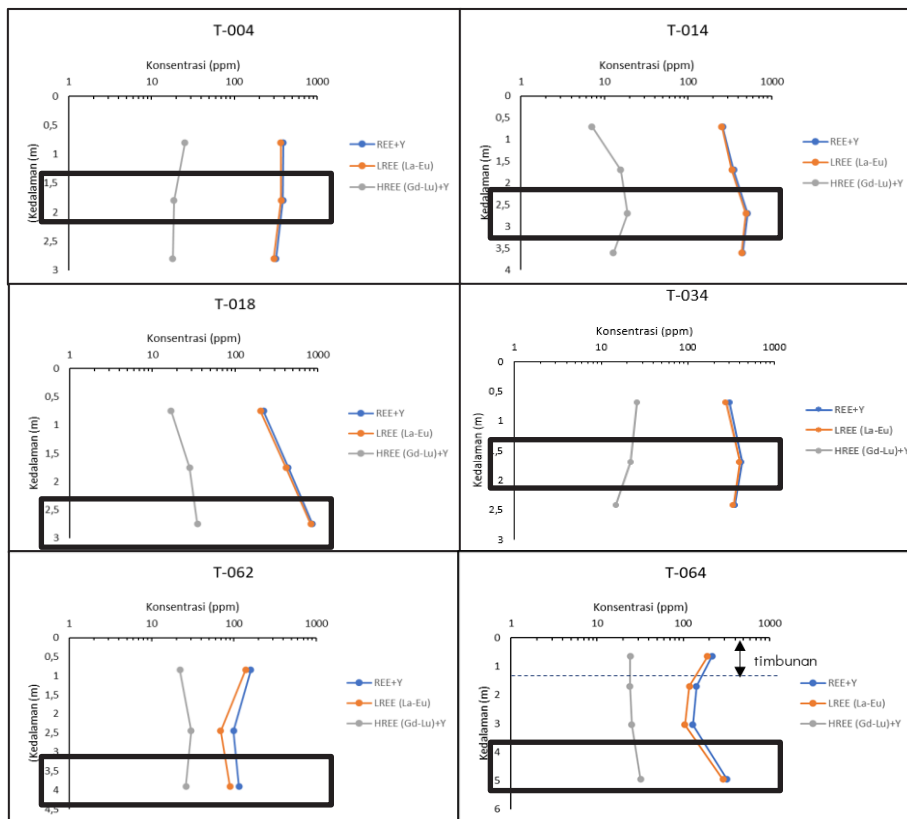
Keberadaan REE pada profil pelapukan hadir bersama mineral pembawa REE yang resisten selama proses pelapukan berlangsung. Contoh mineral pembawa REE seperti monasit, zirkon, alanit, dan apatit.

Konsentrasi ΣREE (penjumlahan total konsentrasi REE dari unsur La hingga Lu dan Y) pada hasil pelapukan lebih rendah yaitu 99,58 ppm hingga 859,77 ppm dibanding batuan granitoid yaitu 403,00 ppm hingga 555,98 ppm. Namun, pada sampel T-018 lapukannya memiliki konsentrasi ΣREE yang lebih besar dibanding batuan granitoid. REE yang *mobile* saat proses pencucian berlangsung atau mineral pembawa REE seperti apatit yang kurang resisten terhadap pelapukan menjadi indikasi menurunnya REE pada sebagian besar sampel.

Berdasarkan grafik *downhole* dari LREE dan HREE, pola HREE pada keseluruhan sampel cenderung memiliki pola yang sama dengan pola persebaran unsur yttrium (Y). Sedangkan pola LREE pada keseluruhan sampel cenderung memiliki pola yang sama dengan pola persebaran unsur lanthanum (La) dan cerium (Ce) (Gambar 10). Hal ini didukung oleh hasil korelasi Spearman diantaranya yaitu korelasi positif sedang LREE dengan Th dan U menunjukkan keberadaan mineral pembawa REE yaitu monasit yang melepaskan unsur Th dan U saat terjadinya pelapukan, korelasi positif sedang HREE dengan Zr berkaitan dengan adanya mineral zirkon sebagai mineral pembawa HREE, dan korelasi positif LREE dengan TiO<sub>2</sub> dan P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> berkaitan dengan keberadaan mineral titanit dan apatit (Tabel 1). Secara umum, pada kedalaman 2 meter hingga 3 meter dan 4 meter hingga 5 meter terdapat pengayaan relatif REE terhadap *soil* di atasnya (Gambar 11).



Gambar 10. Grafik *downhole* LREE, HREE, dan unsur – unsurnya dari sampel T-018 (kiri) dan T-034 (kanan) yang menunjukkan persebaran unsur secara vertikal pada tiap interval



Gambar 11. Grafik *downhole* LREE dan HREE pada keseluruhan sampel yang menunjukkan mobilitas dari LREE dan HREE

**Tabel 1.** Korelasi Spearman dari  $\Sigma$ REE+Y,  $\Sigma$ LREE,  $\Sigma$ HREE, Th, U, Zr, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO, dan LOI

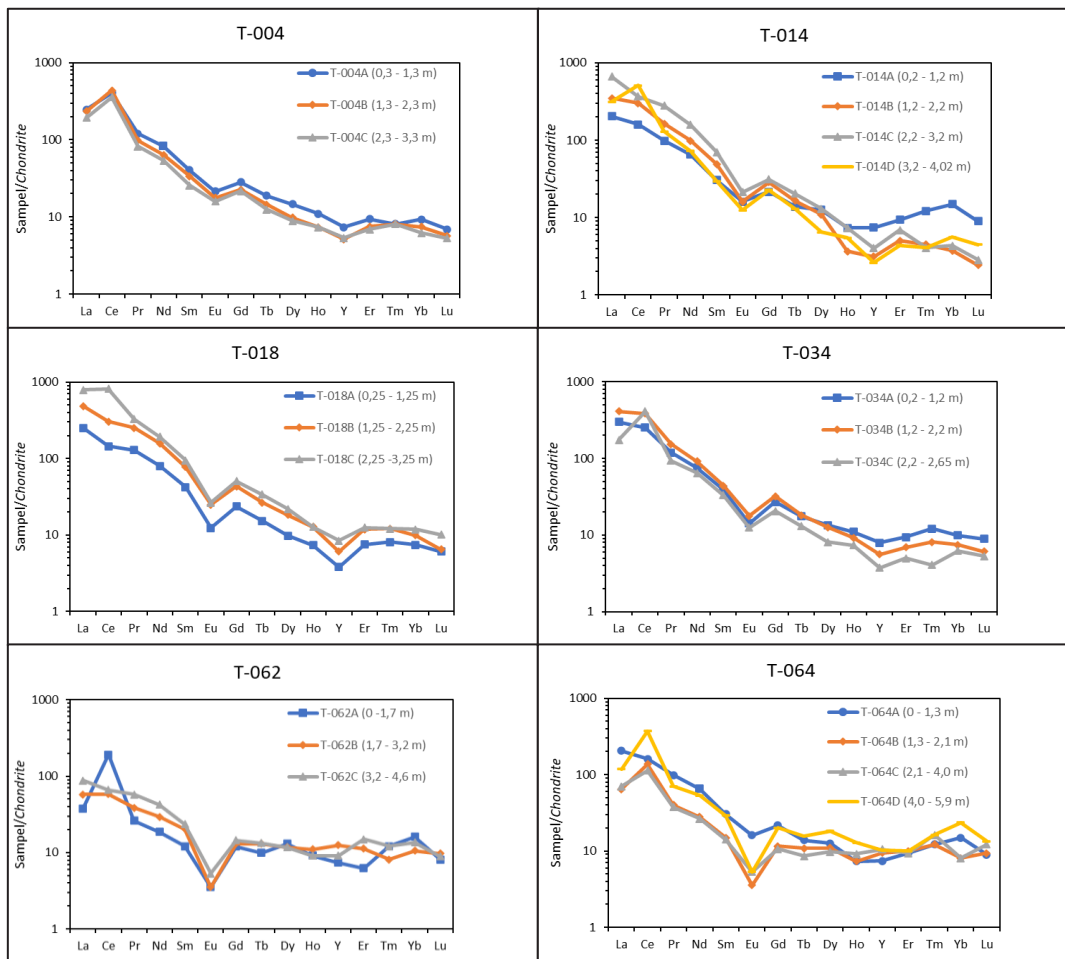
	$\Sigma$ REE+Y	$\Sigma$ LREE	$\Sigma$ HREE	Th	U	Zr	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	LOI
$\Sigma$ REE+Y	1,000																
$\Sigma$ LREE	0,996*	1,000											0,9 ≤ r < 1,0 atau -0,9 ≤ r < -1,0				Korelasi sangat kuat
$\Sigma$ HREE	-0,100	-0,132	1,000										0,7 ≤ r < 0,9 atau -0,7 ≤ r < -0,9				Korelasi kuat
Th	0,625*	0,634*	-0,051	1,000									0,4 ≤ r < 0,7 atau -0,4 ≤ r < -0,7				Korelasi sedang
U	0,672*	0,686*	-0,079	0,859*	1,000								0,1 ≤ r < 0,4 atau -0,1 ≤ r < -0,4				Korelasi lemah
Zr	-0,014	-0,019	0,491*	0,168	0,265	1,000							r < 0,1 atau r < -0,1				Tidak ada korelasi
SiO <sub>2</sub>	-0,537*	-0,542*	0,084	-0,806*	-0,846*	-0,186	1,000										
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,616*	0,614*	-0,096	0,759*	0,825*	0,168	-0,928*	1,000									
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,577*	0,593*	-0,304	0,613*	0,704*	-0,147	-0,716*	0,658*	1,000								
MgO	0,523*	0,553*	-0,178	0,197	0,239	-0,242	-0,130	0,069	0,150	1,000							
CaO	-0,377	-0,377	0,319	-0,286	-0,253	0,596*	0,289	-0,313	-0,529*	-0,233	1,000						
Na <sub>2</sub> O	-0,644*	-0,664*	0,490*	-0,625*	-0,707*	-0,045	0,686*	-0,756*	-0,578*	-0,233	0,226	1,000					
K <sub>2</sub> O	0,546*	0,574*	-0,093	0,383	0,435	0,175	-0,279	0,186	0,174	0,845*	0,004	-0,353	1,000				
TiO <sub>2</sub>	0,617*	0,634*	-0,152	0,778*	0,823*	-0,105	-0,827*	0,833*	0,871*	0,146	-0,498*	-0,641*	0,127	1,000			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,558*	0,586*	-0,110	0,349	0,405	0,154	-0,262	0,177	0,174	0,855*	-0,030	-0,337	0,996*	0,115	1,000		
MnO	0,448	0,453	-0,093	0,181	0,203	0,027	-0,036	-0,006	0,133	0,659*	-0,261	-0,081	0,759*	-0,048	0,778*	1,000	
LOI	0,319	0,307	0,053	0,669*	0,695*	0,288	-0,882*	0,789*	0,588*	-0,216	-0,099	-0,476*	-0,063	0,690*	-0,089	-0,255	1,000

\*. Korelasi signifikan

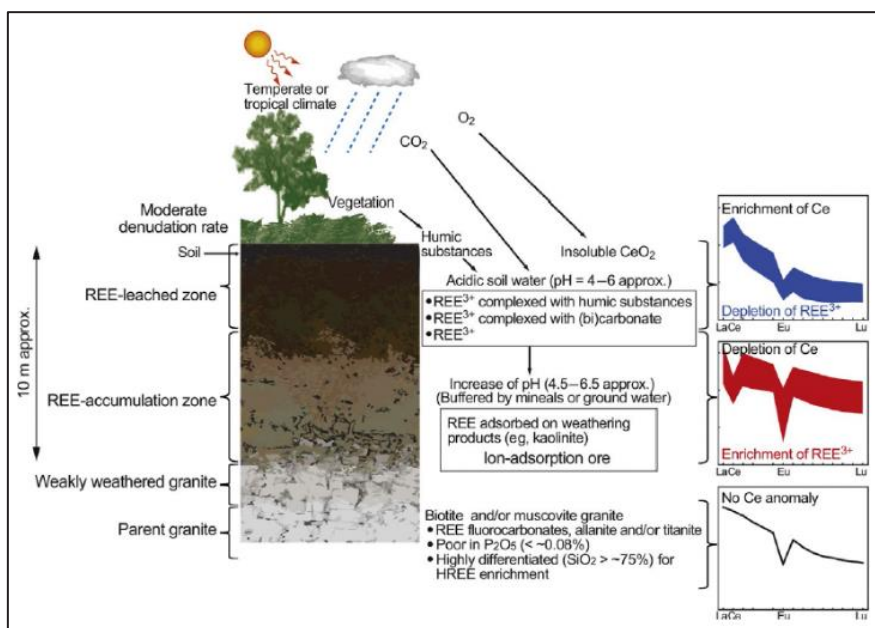
Pola REE yang tergambar pada diagram laba-laba (**Gambar 12**) membandingkan antara lapukan dan batuan granitoid dinormalisasi terhadap *chondrite* (McDonough dan Sun, 1995).  $\Sigma$ LREE (penjumlahan total konsentrasi LREE dari unsur La hingga Eu) terlihat mengalami pengayaan dibanding  $\Sigma$ HREE (penjumlahan total konsentrasi HREE dari unsur Gd hingga Lu dan Y) dengan rasio LREE/HREE adalah 2,30 hingga 35,99. REE berada dalam bentuk trivalen (valensi tiga) kecuali Ce dan Eu. Ce<sup>3+</sup> dapat teroksidasi menjadi Ce<sup>4+</sup> membentuk tetravalen dan Eu<sup>3+</sup> tereduksi menjadi Eu<sup>2+</sup> membentuk bivalen. Pola REE pada batuan tidak memperlihatkan anomali Ce. Sedangkan pola REE pada lapukan memperlihatkan anomali positif Ce. Ce merupakan unsur yang sensitif terhadap fugasitas oksigen dan pH. Anomali positif Ce pada lapukan berkaitan dengan konsentrasi Ce yang tinggi dengan rasio Ce/Ce\* yaitu 3,31 – 24,97; perhitungan Ce/Ce\* adalah Ce/(La × Pr)<sup>1/2</sup>. Selain itu, proses oksidasi Ce dari Ce<sup>3+</sup> menjadi Ce<sup>4+</sup> (Sanematsu dkk., 2009) atau keberadaan mineral monasit yang resisten terhadap pelapukan kemungkinan juga menjadi indikasi adanya anomali positif Ce.

Unsur Eu menunjukkan anomali negatif pada batuan dan lapukan dengan Eu/Eu\* adalah 0,072 – 0,223. Nilai Eu/Eu\* dihitung dari Eu/(Sm × Gd)<sup>1/2</sup>. Proses fraksinasi plagioklas saat proses magmatisme berlangsung sebelum terbentuknya batuan menjadi indikasi adanya anomali negatif Eu pada batuan. Sedangkan anomali negatif Eu pada lapukan kemungkinan berasal dari batumannya (Maulana dkk., 2014). Unsur Y cenderung mengalami deplesi yang diinterpretasikan bahwa saat proses pencucian, unsur yttrium cenderung larut dan *mobile* sehingga terlepas dari batuan. (Möller, 2000). Pada diagram laba-laba di masing – masing profil, sebagian besar memperlihatkan anomali positif Ce (**Gambar 12**).

Berdasarkan model endapan *ion-adsorption* REE yang berkembang pada granit (**Gambar 13**), konsentrasi  $\Sigma$ REE yang lebih rendah pada hasil pelapukan dibanding batuan dasar dan anomali positif Ce pada hasil pelapukan menunjukkan bahwa hasil pelapukan berada pada zona pencucian REE (*leached zone*).



Gambar 12. Diagram laba – laba masing – masing profil pelapukan yang dinormalisasi terhadap *chondrite* menunjukkan adanya akumulasi dan pencucian REE selama proses pelapukan (McDonough dan Sun, 1995)



Gambar 13. Model endapan *ion-adsorption* REE yang berkembang pada granit (Sanematsu dan Watanabe, 2016)

## KESIMPULAN

Karakteristik geokimia hasil pelapukan granitoid pada unsur mayor  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , dan  $\text{TiO}_2$  cenderung bersifat *immobile* sehingga mengalami pengayaan residual yang ditunjukkan dengan peningkatan konsentrasi unsur pada *soil*. Sedangkan  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , dan  $\text{MnO}$  cenderung bersifat larut dan *mobile* yang ditunjukkan dengan penurunan konsentrasi unsur pada *soil*. Profil LREE dan HREE dikontrol oleh mineral pembawa UTJ. Kandungan  $\Sigma\text{LREE}$  dipengaruhi oleh persebaran unsur La dan Ce yang berkaitan dengan keberadaan mineral monasit. Kandungan  $\Sigma\text{HREE}$  dipengaruhi oleh unsur Y. Berdasarkan korelasi Spearman, mineral titanit dan apatit juga memengaruhi kelimpahan  $\Sigma\text{LREE}$ . Sedangkan mineral pembawa HREE yaitu zirkon. Adanya kelimpahan REE pada hasil pelapukan lebih rendah dibanding batuan dasarnya dan munculnya anomali negatif Ce pada hasil pelapukan menunjukkan *soil* berkembang pada zona pencucian REE.

## UCAPAN TERIMA KASIH

Penulis ingin mengucapkan terima kasih kepada Kepala Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi yang telah memberikan izin untuk menggunakan data. Bimbingan dan bantuan dari kepala bidang mineral dan jajarannya serta laboran dari Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi sangat berarti bagi terlaksananya penyelidikan ini.

## DAFTAR PUSTAKA

- Ahmad, W., 2006. *Laterites: Fundamentals of Chemistry, Mineralogy, Weathering, Processes, and Laterite Formation*, PT. INCO.
- Aldiss, D.T., Whandoyo, R., Ghazali, S.A., dan Kusyono., 1983. *Peta Geologi Lembar Sidikalang dan (sebagian) Sinabang, Sumatra*, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Aspden, J.A., Kartawa, W., Aldiss, D.T., Djunuddin, A., Whandoyo R., Diatma, D., Clarke, M.C.G. and Harahap, H. 1982. *Geologic Map of the Padang Sidempuan and Sibolga Quadrangles, Sumatra: Explanatory Notes Geological Research and Development Centre*. Bandung. Indonesia.
- Bao, Z., dan Zhao, Z., 2008. Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China, *Ore Geology Reviews*, **33**, 519 – 535.
- Barber, A.J., Crow, M.J., dan Milsom, J.S., 2005. *Sumatera: Geology, Resources and Tectonic Evolution*, Geological Society Memoir.
- Cobbing, E.J., 2005. *Chapter 5 Granites*, Geology Society of London, Memoirs, **31(1)**, 54 – 6.
- Darman, H. dan Sidi, H.F. (Eds.), 2000. *An Outline of the Geology of Indonesia*. Ikatan Ahli Geologi Indonesia.
- Gill, R., 2010. *Igneous Rock and Processes: a Practical Guide*, Oxford: Blackwell Publishing.
- Indarto, S., Setiawan, I., Zulkarnain, I., Sudarsono., Fiqih, Fikri M., Fauzi, Ahmad. 2007. Alterasi dan Mineralisasi Hidrotermal Pada Batuan Vulkanik Formasi Hulu Simpang Daerah Bengkulu dan Lampung di Kawasan Sayap Barat Pegunungan Bukit Barisan, Sumatera. Prosiding Seminar Geoteknologi LIPI, Bandung.
- Maulana, A., Yonezu, K., dan Watanabe, K., 2014. Geochemistry of rare earth elements (REE) in the weathered crusts from the granitic rocks in Sulawesi Island, Indonesia, *Journal of Earth Science*, **25**, 460 – 472.
- McDonough, W.F., dan Sun, S., 1995. The composition of the earth, *Chemical Geology*, **120**, 223 – 253.
- Middelburg, J.J., Weijden, V.D., dan Woittiez, J.R.W., 1988. Chemical process affecting the mobility of major, minor, and trace elements during weathering of granitic rocks, *Chemical Geology*, **68**, 253 – 273.

- Möller, P., 2000. Rare earth elements and yttrium as geochemical indicators of the source of mineral and thermal waters, 227 – 246, dalam Stober, I., dan Bucher, K., ed., *Hydrogeology of Crystalline Rocks*, Water Science and Technology Library, vol 34, Springer, Dordrecht.
- Nesbitt, H.W. and Young, G.M. 1982. Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites. *Nature*, 299, 715-717
- Nesbitt, H.W., dan Markovics, G., 1997. Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61(8)**, 1653 – 1670.
- Pettijohn, F.J. 1975. *Sedimentary Rocks*. New York: Harper & Row Publisher.
- Sanematsu, K., Murakami, H., dan Watanabe, Y., 2009. Enrichment of rare earth elements (REE) in granitic rocks and their weathered crusts in central and Southern Laos, *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **60**, 527 – 558.
- Sanematsu, K., dan Watanabe, Y., 2016. Characteristics and genesis of ion adsorption-type Rare Earth Element Deposits, 55 – 79 *dalam* Verplanck, P.L., dan Hitzman, M.W., ed., *Rare Earth and Critical Elements in Ore Deposits*, Society of Economic Geologists.
- Setiawan, Iwan., 2017. *Geology and REE Geochemistry of Granitoids and Their Weathered Crusts at The Western Part of north Sumatra, Indonesia*. Akita University.
- Scott, K., dan Pain, C. (Eds.), 2009. *Regolith science*. Csiro Publishing.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock is proper name. *Earth Science Reviews*, **12**, 1 – 22.
- Sulistiyawan, I.H., dan Harahap, B.H., 2013. Magmatisme, sumberdaya mineral, dan energi di Tapanuli Selatan-Sumatera Utara, *JSD.Geol*, **23(3)**.
- Sulaeman, Kisman, Sayekti, B., Muliwana, T., Wicaksono, H.M.H., dan Firmansyah, F., 2021. Laporan Eksplorasi Logam Tanah Jarang di Daerah Granit Sibolga, Kabupaten Tapanuli Utara, Provinsi Sumatera Utara, Bandung: Pusat Sumber Daya Mineral Batubara dan Panas Bumi.
- Tim Eksplorasi Umum, 2011. Laporan Eksplorasi Umum Logam Tanah Jarang (REE) Timah di Kabupaten Tapanuli Utara, Provinsi Sumatera Utara, Bandung: Pusat Sumber Daya Geologi.
- Williams, H., F.J. Turner dan C.M. Gilbert. 1982. *Petrography : An Introduction the Study of Rocks in Thin Section* 2nd Edition. W. H. Freeman & Company, New York, 626h.

Diterima	: 27 September 2022
Direvisi	: 1 November 2022
Disetujui	: 30 November 2022