



Analisis Geomorfologi Pada Daerah Napal Licin dan Sekitarnya, Kabupaten Musi Rawas Utara, Provinsi Sumatera Selatan

Ismaryanto^{1*}, Budhi Setiawan², Yogie Zulkurnia Rochmana³

^{1,2,3} Program Studi Teknik Geologi, Universitas Sriwijaya, Palembang, Indonesia.

DOI: <https://doi.org/10.29303/Goescienceed.v6i4.1246>

Article Info

Received: 10 July 2025

Revised: 02 October 2025

Accepted: 20 November 2025

Correspondence:

Email :

ismaryanto335@gmail.com

Abstrak: Daerah Napal Licin dan sekitarnya memiliki bentang alam yang sangat menarik dan bervariasi. Namun, pembahasan mengenai analisis geomorfologi daerah tersebut belum dilakukan secara komprehensif. Analisis geomorfologi memberikan pemahaman mengenai dinamika dan evolusi bentuk lahan yang telah berkembang pada suatu daerah. Penelitian ini menggunakan metode observasi lapangan dan analisis studio untuk mengkaji komposisi, genesa, dan evolusi bentuk lahan dengan pendekatan morfografi, morfometri, serta morfogenesis. Hasil penelitian menunjukkan bahwa daerah studi memiliki variasi bentuk lahan yang terdiri dari 12 klasifikasi, yang meliputi Perbukitan Struktural, Perbukitan Karst, Perbukitan Rendah Denudasional Tererosi Lemah, Perbukitan Denudasional Tererosi Sedang, Perbukitan Denudasional Tererosi Kuat, Perbukitan Tinggi Denudasional Tererosi Kuat, Dataran Aluvial, Dasar Sungai, Dataran Banjir, *Point Bar*, *Channel Bar*, dan *Channel Irregular Meander*. Penelitian ini memberikan pemahaman penting tentang dinamika perubahan permukaan bumi yang dipengaruhi oleh faktor alamiah dan antropogenik, serta implikasi penggunaannya untuk perencanaan tata ruang dan pengelolaan lingkungan.

Kata Kunci: Bentuk Lahan, Geomorfologi, Morfogenesis, Napal Licin, Satuan Geomorfik.

Citation: Ismaryanto, I., Setiawan, B., & Rochmana, Y. Z. (2025). Analisis Geomorfologi Pada Daerah Napal Licin dan Sekitarnya, Kabupaten Musi Rawas Utara, Provinsi Sumatera Selatan. *Journal Pendidikan, Sains, Geologi dan Geofisika (GeoScienceEd Journal)*, 6(4), 2009-2020. doi: <https://doi.org/10.29303/Goescienceed.v6i4.1246>

Pendahuluan

Geomorfologi adalah studi tentang fitur permukaan bumi dan mekanisme yang membentuknya, dimana terdapat kerangka dasar untuk memahami interaksi dinamis antara gaya tektonik, iklim, dan material permukaan. Bidang keilmuan ini sangat membantu dalam mempelajari bagaimana permukaan bumi terus mengalami perubahan melalui bentuk lahan (*landforms*) berdasarkan sejarah evolusi dan distribusi spasialnya (Damayanti dkk., 2020). Studi tentang bentuk lahan sangat penting dalam geomorfologi, karena mengkaji komposisi, genesa, dan bagaimana suatu bentuk lahan telah berubah seiring waktu (Rochayati dkk., 2018). Aktivitas alam dan manusia terus-menerus mengubah

permukaan bumi yang menghasilkan berbagai fitur permukaan bumi, seperti dataran banjir, dataran rendah, lembah, dan bukit (C. Ozioma, 2022; Patra & Gavsker, 2021). Permukaan bumi terus mengalami perubahan yang disebabkan oleh faktor internal maupun faktor eksternal, seperti iklim, aktivitas manusia, dan proses geomorfik (Patra & Gavsker, 2021; Skilodimou dkk., 2021). Setiap komponen secara signifikan mempengaruhi pembentukan dan evolusi bentang lahan yang pada berbagai kondisi lingkungan (Thomas, 2012).

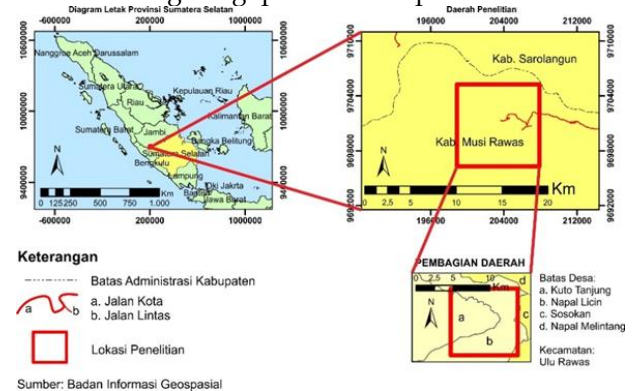
Bentang lahan merupakan kumpulan dari berbagai jenis bentuk lahan (*landforms*) yang mengekspresikan suatu bentang lahan secara luas (Tuttle, 1975). Berdasarkan hal tersebut, dapat

Email: ismaryanto335@gmail.com

diketahui bahwa unit analisis yang tepat adalah pada bentuk lahan itu sendiri. Maka dari itu, kerangka kerja bentuk lahan (*landforms*) menjadi acuan penting saat melakukan analisa dan mengklasifikasikan bentang lahan (Hidayati, 2020). Bentuk lahan (*landforms*) dapat diklasifikasikan berdasarkan morfologinya, asal, dan proses dominan yang telah berperan dalam pembentukannya. Tiap jenis bentuk lahan masing-masing menunjukkan perbedaan agen geomorfik dan proses yang telah mengubah bentuk lahan pada lingkungan geologi yang berbeda. Perbedaan iklim, jenis batuan, dan tatanan tektonik berinteraksi dengan proses geomorfik yang berbeda yang kemudian menghasilkan variasi bentuk lahan di bumi. Berdasarkan asal prosesnya, bentuk lahan terdiri dari 10 jenis antarlain: struktural, vulkanik, denudasional, fluvial, solusional, eolian, *marine*, glasial, organik dan antropogenik (Verstappen, 1983). Pada penelitian ini, bertujuan untuk membahas bentuk lahan yang terdapat pada daerah penelitian secara khusus. Karakteristik dan komponen penyusun dari tiap bentuk lahan dapat diketahui melalui interpretasi dan analisis peta, foto udara atau citra penginderaan jauh beserta data hasil observasi lapangan yang mendukung. Dengan melakukan analisa dan mengklasifikasikan bentang lahan, dapat memberikan wawasan mengenai kondisi geologi dimasa lampau dan aktivitas geomorfik yang terus berkembang di suatu wilayah.

Secara administratif, daerah penelitian terletak di Kecamatan Ulu Rawas, Kabupaten Musi Rawas Utara, Provinsi Sumatera Selatan (Gambar 1). Berdasarkan pemetaan geologi terdahulu yang mengkaji lingkup Situs Gua Batu dan Sekitarnya pada Desa Napal Licin bahwa terdapat empat satuan morfologi, yaitu satuan morfologi dataran, satuan morfologi bergelombang lemah, satuan morfologi bergelombang kuat dan satuan morfologi karst (Muhammad Fadhlan, 2016). Namun, pada penelitian tersebut hanya di fokuskan pada Situs Gua Batu dan Sekitarnya, serta analisis dan pengklasifikasian bentuk lahan secara mendetail belum dilakukan pada Daerah Napal Licin dan Sekitarnya. Maka dari itu, pada penelitian ini akan membahas analisis geomorfologi dan bentuk lahan yang terdapat di daerah penelitian dengan cakupan area lebih luas, meliputi daerah Desa Napal Licin dan Desa Kuto Tanjung secara rinci. Dimana berdasarkan survey langsung terhadap variasi morfologi dan *relief* pada daerah ini sangat menarik. Oleh karena itu, peneliti melakukan analisis geomorfologi dengan mengkorelasikan data observasi lapangan, analisis citra satelit, dan pemodelan numerik. Dengan adanya penelitian ini, diharapkan dapat bermanfaat dan memperkaya nilai ilmiah pada daerah Napal Licin dan sekitarnya mengenai kondisi geomorfologi yang

kemudian dapat dipergunakan sebagai informasi awal untuk penelitian selanjutnya seperti perencanaan pembangunan dan penggunaan lahan, analisis risiko dan mitigasi bencana geologi, maupun pengembangan potensi wisata geologi pada daerah penelitian.



Gambar 1. Peta Ketercapaian Lokasi Penelitian.

Metode

Penelitian ini mengkorelasikan data hasil observasi lapangan, analisis data penginderaan jauh, dan pemodelan numerik. Teknik pemetaan geomorfologi digunakan untuk mengidentifikasi dan menggambarkan berbagai bentuk lahan di area studi (Griffiths dkk., 2011). Data penginderaan jauh, seperti citra satelit, diproses untuk menghasilkan data topografi resolusi tinggi. Pemodelan numerik digunakan untuk mengidentifikasi proses fluvial dan menilai dampak dari erosi sedimen dan pengendapan terhadap bentuk lahan. Satuan geomorfik pada daerah penelitian diklasifikasikan dengan mempertimbangkan aspek morfografi, morfometri dan morfogenetik (Viqran & Jati, 2021). Morfografi menggambarkan *relief*, topografi, dan ketinggian. Berdasarkan elevasinya, wilayah dapat dibagi menjadi dataran rendah dengan elevasi <50 meter, perbukitan rendah pada elevasi 50–200 meter, perbukitan dengan elevasi 200–500 meter, perbukitan tinggi memiliki elevasi dari 500–1000 meter serta pegunungan dengan elevasi >1000 meter (Widyatmanti dkk., 2016). Morfometri adalah studi tentang karakteristik fitur permukaan di suatu area secara kuantitatif. Karakteristik-karakteristik ini termasuk gradien lereng, panjang lereng, bentuk lereng, perbedaan ketinggian, kekasaran medan, laju erosi, dan pola aliran. Morfometri mengidentifikasi konfigurasi area studi (Huggett, 2011). Morfogenesis terdiri dari morfostruktur pasif (jenis litologi), morfostruktur aktif (jenis struktur geologi akibat tektonik dan vulkanisme), dan morfodinamik (proses-proses yang bekerja di permukaan bumi).

Metode Pengumpulan Data

Observasi lapangan dilakukan dengan survei morfologi seperti mengambil foto bentang lahan, survei saluran, mengamati tutupan vegetasi terhadap tingkat

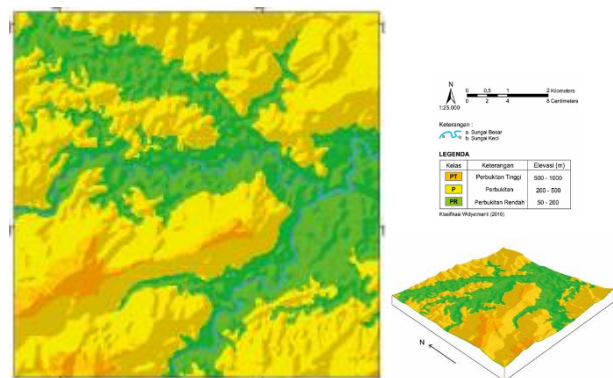
pelapukan, serta mendata lokasi keterdapatan longsoran. Pemrosesan citra digital dari data penginderaan jauh dilakukan untuk mempermudah interpretasi dan mendapatkan data dengan kualitas yang lebih baik. Data topografi kemudian dihasilkan dari pemrosesan tersebut dengan pengolahan *shapefile* dan *Digital Elevation Model* Nasional (DEMNAS) pada daerah penelitian.

Metode Analisis Data

Analisis data terdiri dari pengolahan data observasi lapangan dan analisis studio. Hasil observasi lapangan diinterpretasikan dengan mempertimbangkan geologi lokal, hidrologi, dan praktik penggunaan lahan. Bentuk lahan ditentukan berdasarkan hasil analisis morfografi, morfometri dan morfogenesis. Pengelompokan satuan geomorfik dilakukan dengan korelasi klasifikasi bentuk lahan. Kemudian hasil analisis geomorfologi dikorelasikan lagi dengan data lapangan. Data dari berbagai sumber, termasuk peta USGS, Google Earth, dan studi literatur juga dikombinasikan untuk analisis spasial menggunakan ArcMap versi 10.8 yang disajikan dalam peta geomorfologi daerah penelitian skala 1:25.000 (Sajid dkk., 2025).

Hasil dan Pembahasan

Morfografi pada daerah penelitian terdapat tiga klasifikasi, yaitu perbukitan rendah, perbukitan, dan perbukitan tinggi. Berdasarkan hasil analisis, elevasi terendah berada di 121 m dan elevasi tertinggi berada di 724 m. Morfografi daerah penelitian berdasarkan distribusi spasialnya yaitu perbukitan rendah menempati ±61% pada sebelah barat laut dan tenggara daerah penelitian dengan elevasi 121-200 m. Selanjutnya kenampakan morfografi perbukitan menempati ±23% pada sebelah barat daya hingga timur laut di daerah penelitian dengan elevasi 200-500 m. Selain itu juga terdapat morfografi perbukitan tinggi ±16% pada daerah penelitian (Gambar 2).

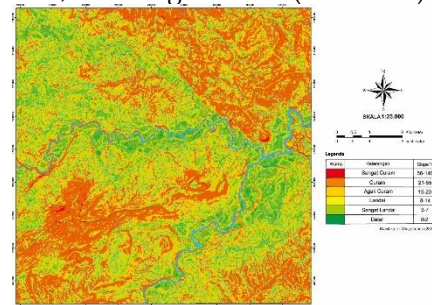


Gambar 2. Peta elevasi morfologi Daerah Napal Licin dan Sekitarnya.

Analisis Morfometri

Morfometri pada daerah penelitian terdiri dari beberapa analisis yang menggunakan peta hasil pengolahan menggunakan software ArcMap versi 10.8. Parameter yang digunakan antarlain: kemiringan lereng, *stream order*, *basin relief*, *drainage density*, *ruggedness number* dan *relif ratio*. Parameter-parameter morfometri tersebut memiliki peran untuk dapat melihat karakteristik erosi suatu daerah yang mana sangat berpengaruh terhadap pembentukan dan perkembangan bentuk lahan pada daerah tersebut.

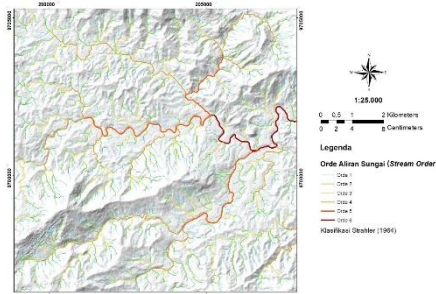
Analisis kemiringan lereng dapat memperkuat interpretasi bentuk lahan geomorfologi yang terdapat di daerah pemetaan dan dapat mengetahui faktor-faktor yang mempengaruhi laju erosi, serta hubungan litologi terhadap kemiringan lereng. Tingkat kemiringan lereng suatu daerah memiliki keterkaitan dengan tingkat erosi yang terjadi pada daerah tersebut. Pada kemiringan lereng yang curam, biasanya akan mengalami proses denudasional yang lebih tinggi dengan ditemukannya beberapa titik longsoran pada lokasi penelitian. Pada analisis ini menghasilkan enam kelas lereng yaitu datar, sangat landai, landai, agak curam, curam, dan sangat curam (Gambar 3).



Gambar 3. Peta Kemiringan Lereng Daerah Penelitian.

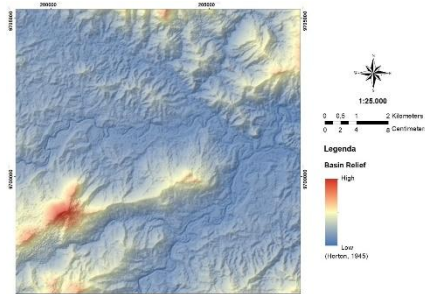
Stream order atau orde aliran adalah posisi percabangan alur sungai di dalam urutannya terhadap induk sungai di dalam suatu DAS. Orde suatu sungai ditentukan oleh jumlah cabang-cabangnya. Sungai orde pertama adalah sungai tanpa cabang. Sungai orde kedua adalah hasil penggabungan dua sungai orde pertama. Sungai orde ketiga adalah hasil penggabungan dua sungai orde kedua, dan seterusnya (Strahler, 1964). Keterkaitan Orde sungai dengan keadaan geomorfologi suatu daerah adalah semakin tinggi orde sungai yang ada pada daerah penelitian, semakin tinggi tingkat erosi yang terjadi. Tingginya tingkat erosi pada daerah dengan orde sungai tinggi disebabkan oleh banyaknya tingkat pertemuan cabang sungai yang berarti tingginya akumulasi kekuatan arus sungai yang menyebabkan tingginya tingkat erosi serta tingkat pengendapan pada daerah muara sungai disebabkan oleh banyaknya material sedimen yang dibawa arus sungai, hal ini memiliki keterkaitan yang

sangat besar dalam aktivitas denudasional suatu daerah. Daerah penelitian terdapat 6 orde sungai, orde tertinggi (orde pertama) relatif terletak pada daerah dengan tingkat *relief* tinggi, menandakan tingginya tingkat erosi pada daerah penelitian (Gambar 4).



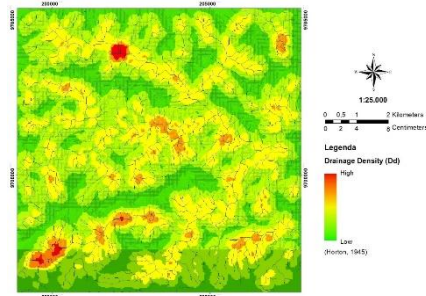
Gambar 4. Peta *stream order* daerah penelitian.

Peta *basin relief* merupakan peta yang menampilkan selisih atau perbedaan nilai titik tertinggi (H) dan titik terendah (h) suatu daerah. Semakin tinggi nilai Hr maka semakin curam karakteristik lereng pada daerah penelitian, hal ini menyebabkan kecepatan aliran air sungai yang lebih tinggi sehingga tingkat erosi pada daerah penelitian menjadi tinggi, terutama pada daerah-daerah dengan tingkat kerapatan aliran tinggi dan nilai Hr tinggi (Gambar 5).



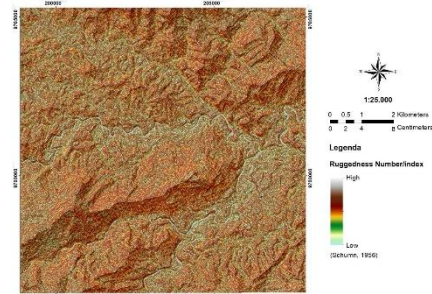
Gambar 5. Peta *basin relief* daerah penelitian.

Parameter morfometri selanjutnya yang juga memiliki kaitan erat dengan keadaan geomorfologi suatu daerah adalah Kerapatan Aliran/*Drainage Density*. Tinggi rendahnya nilai *Drainage density* (Dd) menentukan seberapa besar tingkat erosi pada daerah penelitian, apabila kerapatan aliran tinggi, maka semakin banyak aliran-aliran yang akan mengakibatkan semakin banyak proses erosi dan deposisi. Pada daerah penelitian tingkat kerapatan aliran tinggi tersebar secara merata pada seluruh daerah. Hal ini menunjukkan bahwa tingkat erosi pada daerah penelitian cukup tinggi dan merata (Gambar 6).



Gambar 6. Peta *drainage density* daerah penelitian.

Selain ketiga parameter morfometri yang telah disebutkan di atas, terdapat parameter morfometri yang juga memiliki keterkaitan erat dengan keadaan geomorfologi suatu daerah, parameter tersebut adalah *Ruggedness number* (Rn). Tingginya nilai Rn suatu daerah menunjukkan tingginya tingkat percabangan aliran yang ada, apabila nilai Rn tinggi pada daerah dengan lereng curam yang memiliki tekstur batuan cukup halus, maka tingkat erosi pada daerah tersebut tergolong tinggi seperti yang ada pada daerah penelitian (Gambar 7).



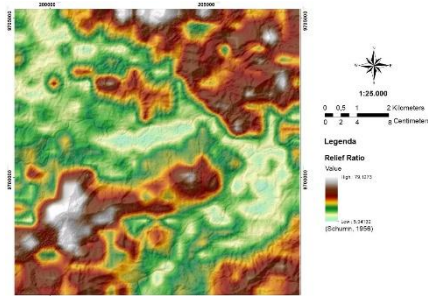
Gambar 7. Peta *ruggedness number* daerah penelitian.

Setelah melakukan analisis parameter dasar morfometri seperti yang dijelaskan di atas, maka dapat dilakukan analisis akhir yang akan membantu dalam penentuan interpretasi keadaan geomorfologi daerah penelitian yakni analisis peta *Relief Ratio*. Peta *relief ratio* didapatkan dari pengolahan hasil analisis parameter-parameter sebelumnya meliputi *stream order*, *basin relief*, *ruggedness number*, dan *drainage density*. Peta *relief ratio* menunjukkan seberapa tinggi tingkatan *relief* suatu daerah. Tingginya indeks *relief ratio* menunjukkan bahwa daerah tersebut memiliki proses sedimentasi yang tinggi (erosi, transportasi dan deposisi).

Terdapat korelasi yang signifikan antara tingkat denudasional dan *relief ratio*. Tingkat denudasional meningkat seiring dengan *relief* cekungan (Schumm, 1963). Terdapat korelasi yang signifikan antara tingkat denudasional dan berbagai variabel yang menyatakan *relief* (*basin relief*, *relief ratio*) (Summerfield & Hulton, 1994). Area yang memiliki tingkat *relief ratio* tinggi maka dapat dikatakan pada area tersebut terjadi proses

denudasional yang signifikan seperti pelapukan, erosi dan lain sebagainya sehingga berkembang kekasaran relief pada morfologi daerah penelitian dan terbentuknya perbukitan-perbukitan dengan lereng yang curam. Sebaliknya daerah yang memiliki tingkat relief ratio yang rendah dapat diinterpretasikan sebagai daerah yang cenderung datar.

Pada peta relief ratio daerah penelitian terbagi menjadi 3 kelas nilai relief ratio yaitu Rendah, Sedang, dan Tinggi. Berdasarkan nilai persentase tingkat kelas relief ratio terhadap luasan daerah penelitian tersebut, relative relief dapat berkurang akibat denudasi yaitu proses pengikisan permukaan bumi yang menyebabkan berkurangnya ketinggian dan relief bentang alam. Jadi, dapat diketahui bahwa pada daerah penelitian proses denudasi berdampak cukup signifikan terhadap berkurangnya elevasi serta relief dari bentuk lahan dan lanskap. Sehingga dapat disimpulkan bahwa daerah penelitian merupakan daerah dengan tingkatan denudasional yang cukup tinggi, didukung beberapa parameter morfometri. Selain itu, bila diamati dengan penginderaan jauh melalui kenampakan Digital Elevation Model, terlihat bahwa daerah penelitian memiliki karakteristik morfologi yang ber relief tinggi yang ditandai dengan banyaknya lembah dan bukit yang terbentuk oleh erosi aliran-aliran sungai pada daerah penelitian (Gambar 8).

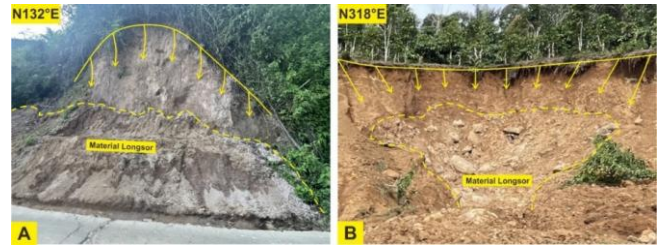


Gambar 8. Peta relief ratio daerah penelitian.

Analisis Morfogenesis

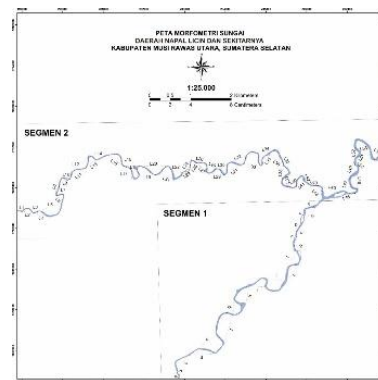
Pada daerah penelitian dipengaruhi oleh faktor morfostruktur pasif dan morfodinamik. Morfostruktur pasif merupakan proses perubahan permukaan bumi yang dipengaruhi oleh litologi sehingga tingkat resistensi batumannya menentukan proses degradasional di daerah penelitian, dimana produk dari proses tersebut adalah pelapukan dan erosi atau yang disebut dengan proses denudasional (Huggett, 2011). Pada daerah penelitian didominasi oleh batupasir dari Formasi Papanbetupang, dimana batuan tersebut merupakan batuan sedimen yang memiliki tingkat resistensi yang cukup rendah sehingga mudah mengalami proses denudasional. Morfodinamik merupakan dinamika aktivitas eksogen seperti

aktivitas air fluvial dan gerakan massa/tanah (longsor) pada daerah penelitian. Ditemukan dua titik longsor pada daerah penelitian yang menggambarkan proses eksternal yang mempengaruhi bentuk lahan pada daerah penelitian. Longsor tersebut termasuk klasifikasi debris slide dan debris fall (Varnes, 1978) (Gambar 9).



Gambar 9. Longsor pada daerah penelitian termasuk klasifikasi tipe longsor: (A) debris slide dengan azimuth N132°E, dan (B) debris fall dengan azimuth N318°E.

Morfodinamik adalah perubahan bentuk lahan yang dipengaruhi oleh pergerakan dinamis karena adanya proses degradasional yang disebabkan oleh aktivitas air, angin, dan gerakan massa (tanah & gletser). Analisis morfodinamik lebih berfokus kepada aktivitas air sungai yang terdapat pada lokasi penelitian. Sungai pada daerah penelitian dapat dibagi menjadi dua segmen sungai utama (Gambar 10), yaitu Segmen 1 (Sungai Batang Kulus) dan Segmen 2 (Sungai Sei Rawas). Sungai Sei Rawas mengalir dari Barat hingga Timur pada daerah penelitian, dengan beberapa cabang anak sungai yaitu sungai Aek Amdar, Air Keruh dan Air Susup. Kemudian segmen 2 merupakan Sungai Batang Kulus yang mengalir dari Tenggara hingga bertemu dengan Sungai Sei Rawas disebelah Barat Laut. Sungai ini juga memiliki cabang anak sungai yaitu sungai Aek Keradi/Kerali.



Gambar 10. Pembagian segmen Sungai: (1) Batang Kulus, dan (2) Sei Rawas.

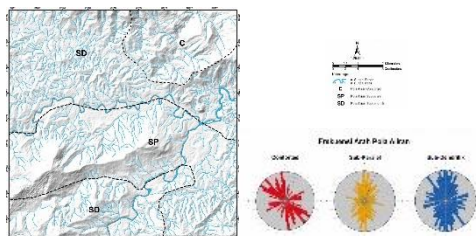
Aktivitas fluvial akibat aliran air sungai juga termasuk pada pembahasan morfodinamik. Pada dua sungai utama daerah penelitian (Sei Rawas dan Batang Kulus) banyak dijumpai kelokan, sehingga diperlukan

perhitungan indeks kelengkungan sungai (*sinosity indeks*). Indeks sinusitas mengindikasikan bahwa meander dapat di ukur melalui perbandingan antara panjang alur meander dengan penjang lembah mendatar (Charlton, 2007). Berdasarkan nilai sinusitas, didapatkan nilai rata-rata 1,53 sehingga termasuk klasifikasi *meandering* yang menandakan bahwa sungai tersebut merupakan stadia dewasa hingga tua (Tabel 1). Kelokan pada sungai ini disebabkan karena aktivitas erosi dan deposisi yang membuat sungai semakin melebar seiring waktu.

Tabel 1: Nilai rata-rata perhitungan sinousitas sungai.

Segmen	S (m)	L (m)	C = S/L	Pola Evolusi Meander
1 (Batang Kulus)	11729	7715	1,520285	Meander
2 (Sei Rawas)	28646	18523	1,54651	Meander
Rata-rata			1,53	Meander

Berdasarkan analisa pola aliran sungai, daerah penelitian dikontrol oleh pola pengaliran dasar berupa *Concorded*, serta pola aliran ubahan berupa Sub-dendritik dan Sub-paralel. *Concorded* adalah pola aliran yang terbentuk dari aliran cabang-cabang sungai yang relatif tegak lurus terhadap sungai induk subsekuen yang melengkung, dibedakan dari *recurved trellis* dengan ciri daerahnya yang tidak teratur, dikontrol struktur sesar, lipatan menunjam, atau pada daerah labil (Howard, 1967). Pola aliran ini pada umumnya berkembang pada daerah yang memiliki litologi batuan metamorf, batuan beku, atau pada batuan berlapis yang mempunyai resistensi sama. Bila diperhatikan pada peta pola aliran (Gambar 11), anak sungai pada area *concorded* relatif lurus, tidak bercabang-cabang hingga bertemu induk sungainya yang berbelok-belok atau melengkung, serta orientasi aliran nya yang tidak searah semua. Hal ini merupakan ciri khas dari batuan resisten yang seragam, ditandai juga dengan ditemukannya struktur sesar dan litologi batuan metamorf berupa Filit pada daerah yang memiliki pola aliran *concorded*. Berdasarkan frekuensi arah pola aliran ini memiliki arah Barat Laut-Tenggara.



Gambar 11. Peta Pola Aliran Daerah Penelitian.

Pola pengaliran modifikasi atau pola pengaliran ubahan adalah ubahan dari pola pengaliran dasar yang sudah ada sebelumnya, namun masih memperlihatkan

ciri - ciri dari pola pengaliran dasar. Hubungan pola pengaliran dasar dengan pola pengaliran ubahan sangat erat kaitannya dengan jenis batuan dan struktur geologi pada suatu daerah. Subdendritik merupakan modifikasi dari pola aliran dendritik yang dipengaruhi oleh ekspresi topografi dan struktur geologi yang berkembang pada suatu daerah, sehingga membentuk pola dendritik yang memiliki cabang yang lebih banyak. Topografi yang sudah miring dengan kemiringan lereng curam hingga sangat landai, serta struktur geologi yang mulai berkembang dan berperan tetapi tidak terlalu dominan (Howard, 1967). Litologi pengontrol pola aliran subdendritik ini didominasi oleh batuan sedimen seperti konglomerat, batupasir, batulanau dan batulempung. Berdasarkan frekuensi arah pola aliran ini memiliki arah cenderung Utara Barat Laut - SelatanTenggara.

Pola aliran subparalel merupakan pola ubahan dari pola aliran dendritik yang umumnya berkembang pada morfologi dengan kemiringan menengah (sedang) atau dikontrol oleh bentuk lahan, lereng, litologi dan struktur lapisan batuan yang relatif seragam resistensinya (Howard, 1967). Bila diperhatikan pada peta pola aliran (Gambar 11) setiap anak sungai tidak sepenuhnya searah dengan induk sungainya, terdapat kondisi seperti pada pertemuan sungai membentuk cenderung agak tegak lurus dahulu baru kembali searah dengan anak sungai sebelumnya lagi hingga menuju induk sungai. Litologi pengontrol pola aliran paralel ini didominasi oleh batuan sedimen seperti batupasir, batulanau dan batulempung. Berdasarkan frekuensi arah pola aliran ini memiliki arah Utara Timur Laut - Selatan Barat Daya.

Satuan Geomorfik

Daerah penelitian terdapat 12 satuan bentuk lahan diantaranya 1 bentuk lahan struktural, 1 bentuk lahan karst, 4 bentuk lahan denudasional dan 6 bentuk lahan fluvial yaitu : Perbukitan Struktural (PS), Perbukitan Karst (PK), Perbukitan Tinggi Denudasional Tererosi Kuat (PTDTK), Perbukitan Denudasional Tererosi Kuat (PDTK), Perbukitan Denudasional Tererosi Sedang (PDTSS), Perbukitan Rendah Denudasional Tererosi Lemah (PRDTL), Dataran Aluvial (F1), Dasar Sungai (F2), Dataran Banjir (F7), Point Bar (F12), Channel Bar (13) dan Channel Irregular Meander (CIM).

Perbukitan Karst (PK)

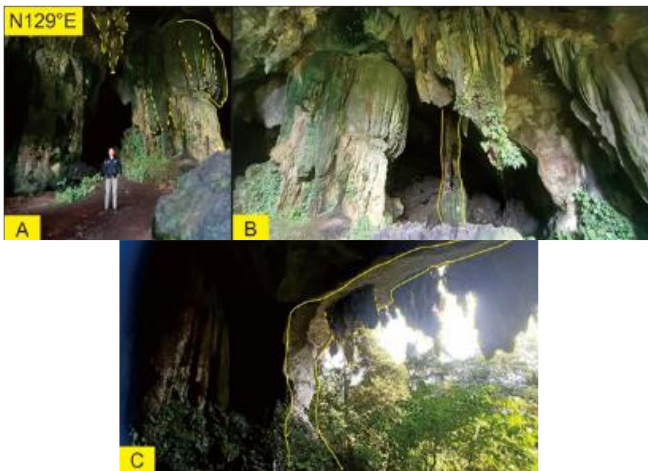
Satuan geomorfik ini diklasifikasikan berdasarkan (Verstappen, 1983). Satuan geomorfik Perbukitan Karst merupakan bentang alam yang terbentuk akibat pelarutan batuan dasar, khususnya batuan karbonat seperti batugamping oleh air. Ciri

khasnya adalah adanya gua, sungai bawah tanah dan lapangan batu, serta bentuk lahan yang khas dengan drainase bawah permukaan. Berdasarkan Peta Geologi Lembar Sarolangun, satuan geomorfik ini tersusun atas litologi batugamping *wackestone* Anggota Mersip Formasi Peneta dan batu marmer yang merupakan ubahan dari batugamping akibat pengaruh suhu, temperatur dan tekanan yang tinggi (Suwarna dkk., 1992) (Gambar 12).



Gambar 12. Satuan Geomorfik Perbukitan Karst (PK) pada daerah penelitian.

Satuan geomorfik ini terdapat Goa yang merupakan bagian dari Situs Goa Karst Napal Licin. Goa tersebut berada di perbukitan dengan karakteristik *steeply slope*. Pada goa tersebut dijumpai sejumlah hiasan (*speleothem*) yang biasanya ditemukan pada goa karst, yaitu stalaktit, stalakmit, column (tiang kapur), dan mulut goa (Gambar 13).



Gambar 13. Goa Karst Napal Licin: (A) Ornamen stalaktit dan stalakmit, (B) Ornamen *column*, dan (C) Kenampakan *entrances* goa dari dalam.

Perbukitan Struktural (PS)

Satuan geomorfik perbukitan Struktural (Zuidam, 1985) menempati sekitar $\pm 17\%$ dicirikan oleh adanya kontur yang rapat dan memanjang dari barat ke timur pada daerah penelitian. Memiliki kemiringan sangat landai hingga sangat curam dengan nilai berkisar 3 - 140% (Widyatmanti dkk., 2016). Bentuklahan ini memanjang pada bagian utara Sungai Air Keruh. Satuan geomorfik ini memiliki jenis pola aliran *Contorted* dengan arah cenderung Barat Barat Laut - Timur Tenggara dan ditandai dengan terdapatnya struktur geologi berupa sesar naik yakni Sesar Napal Licin yang berada di Desa Napal Licin sebagai akibat adanya gaya tektonik. Satuan geomorfik struktural dengan kenampakan warna ungu pada peta geomorfologi ini memiliki litologi batuan metamorf dan batuan sedimen dengan tingkat resistensi yang tinggi didominasi oleh litologi berbutir sedang hingga kasar dengan kekompakan yang kompak. Keberadaan batuan metamorf berfoliasi seperti Filit tersebut mengindikasikan adanya pengaruh aktivitas tektonik berupa subduksi yang cukup masif pada masa lampau (Gambar 14).



Gambar 14. Satuan Geomorfik Perbukitan Struktural pada daerah penelitian.

Perbukitan Tinggi Denudasional Tererosi Kuat (PTDTK)

Satuan geomorfik ini termasuk bentuk lahan denudasional dimana terdapat pada bagian barat daya yang mencakup $\pm 22\%$ dari total luas daerah penelitian. Bila ditinjau pada kemiringan lerengnya tergolong curam hingga sangat curam (21-140%) sesuai dengan klasifikasi (Widyatmanti dkk., 2016). Jika dilihat dari aspek pola alirannya terdapat pola aliran sub-paralel dimana pola aliran jenis ini merupakan ubahan dari pola aliran paralel yang berbentuk sejajar namun setiap anak sungai tidak sepenuhnya searah dengan induk sungainya, terdapat kondisi seperti pada pertemuan sungai membentuk cenderung agak tegak lurus dahulu baru kembali searah dengan anak sungai sebelumnya lagi hingga menuju induk sungai. Pola aliran sub-

paralel ini umumnya dijumpai pada topografi bergunung dengan lereng sangat curam. Pada daerah penelitian bila ditinjau dari peta orde aliran (*stream order*) merupakan sungai dengan orde pertama, dimana pada area ini aliran sungai akan cenderung membentuk pendalaman lembah pada daerah penelitian dengan topografi bergunung dan lereng sangat curam. Hal ini dikarenakan pada daerah tersebut didominasi oleh litologi berupa batupasir dengan vegetasi yang rimbun serta didukung iklim tropis sehingga mempercepat proses pelapukan dan erosi. Pada pengamatan peta *relief ratio*, menggambarkan tingkat kekasaran *relief* tinggi pada satuan geomorfik ini yang mengindikasikan bahwa proses denudasional telah berkembang dengan tingkat erosi yang kuat. Bila dilihat dari aspek morfografinya, perbedaan elevasi tempat terendah dan tertinggi (relief lokal) sebesar >500m, lembah dalam, serta dinding terjal berbentuk V. Berdasarkan hal tersebut, daerah penelitian diklasifikasikan dengan modifikasi bentuk lahan (Widyaatmanti, 2016) dan (Verstappen, 1983) sehingga termasuk kedalam klasifikasi Perbukitan Tinggi Denudasional Tererosi Kuat (Gambar 15).



Gambar 15. Satuan Geomorfik Perbukitan Tinggi Denudasional Tererosi Kuat.

Perbukitan Denudasional Tererosi Kuat dan Tererosi Sedang (PDTK & PDTS)

Satuan geomorfik perbukit denudasional menempati $\pm 28\%$ daerah penelitian yang ditandai dengan warna coklat pada peta geomorfologi. Berdasarkan karakteristik morfometrinya daerah ini memiliki perbedaan tinggi (relief lokal) antara 200 - 500 meter, pola aliran *contorted* dan sub-dendritik, orde sungai pertama hingga ketiga dengan kemiringan lereng pada kelas sangat landai - curam (3-55%), serta litologi batupasir cukup dominan dan vegetasi cukup rimbun pada iklim tropis. Proses geomorfik pada bentuk lahan ini dipengaruhi morfostruktur pasif berupa pelapukan dan erosi. Satuan geomorfik ini

tersusun atas litologi dengan resistensi sedang - lemah berupa dominan batupasir, lalu sebagian kecil konglomerat, batulempung, dan batulanau. Hal tersebut kemudian menyebabkan proses pelapukan dan erosi yang cepat. Pada daerah dengan kemiringan lebih curam akan berkembang pola erosi membentuk lembah V dimana pada peta *relief ratio* bernilai tinggi dan memiliki kenampakan *relief* yang kasar sehingga pada daerah tersebut diklasifikasikan sebagai daerah dengan tingkat erosi kuat. Pada daerah dengan kemiringan sangat landai - curam akan berkembang pola erosi dengan lembah yang mulai melebar dimana pada peta *relief ratio* bernilai sedang dan memiliki kenampakan *relief* yang cukup kasar sehingga pada daerah tersebut diklasifikasikan sebagai daerah dengan tingkat erosi sedang. Berdasarkan hal tersebut, daerah ini diklasifikasikan dengan modifikasi (Widyaatmanti, 2016) dan (Verstappen, 1983) yang termasuk Perbukitan Denudasional Tererosi Kuat dan Perbukitan Denudasional Tererosi Sedang (Gambar 16).

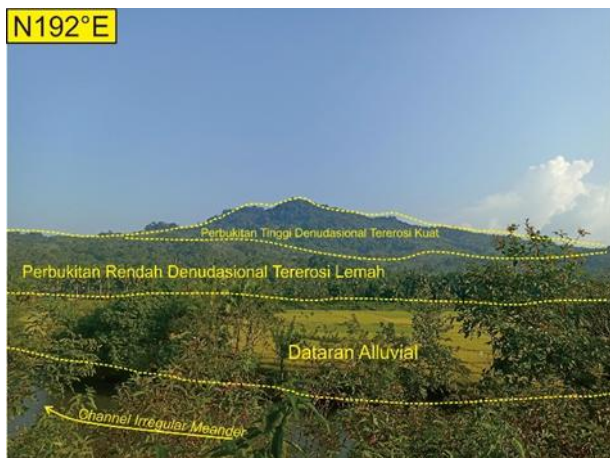


Gambar 16. Satuan Geomorfik Perbukitan Denudasional pada daerah penelitian.

Perbukitan Rendah Denudasional Tererosi Lemah (PRDTL)

Satuan geomorfik ini termasuk bentuk lahan denudasional dimana berupa dataran dengan elevasi 50-200 mdpl. Satuan geomorfik ini terdapat pada $\pm 31\%$ dari total luas daerah penelitian. Bila ditinjau pada kemiringan lerengnya tergolong datar-landai dengan indeks datar (0%-2%), sangat landai (3%-7%), dan landai (8%-14%), orde sungai pertama hingga keempat, lalu hal tersebut mempengaruhi perkembangan lembah sungai yang cenderung berbentuk U dengan pola aliran sub-dendritik. Pola aliran ini berbentuk seperti akar pohon dan cabang-cabang yang lebih banyak dimana biasa terbentuk pada daerah yang memiliki kemiringan lereng curam hingga sangat landai, serta struktur geologi yang mulai berkembang dan berperan tetapi tidak terlalu dominan. Pada daerah ini litologi penyusunnya berupa batuan sedimen berbutir halus

hingga agak kasar, vegetasi cukup rimbun dengan iklim tropis yang menyebabkan proses erosi dan pelapukan. Bila dilihat pada peta *relief ratio*, pada daerah ini memiliki nilai yang rendah dengan *relief* tidak terlalu kasar sehingga dapat diketahui tingkat erosi pada daerah ini cukup lemah. Berdasarkan hal tersebut, daerah ini kemudian dapat diklasifikasikan dengan modifikasi (Widyaatmanti, 2016) dan (Verstappen, 1983) termasuk Perbukitan Rendah Denudasional Tererosi Lemah (Gambar 17).



Gambar 17. Satuan Geomorfik Perbukitan Rendah Denudasional Tererosi Lemah, Perbukitan Tinggi Denudasional Tererosi Kuat dan Dataran Aluvial (F1).

Dataran Aluvial (F1)

Dataran aluvial dicirikan dengan topografi yang datar atau sedikit miring, relief datar hingga sedikit bergelombang, terdiri dari material aluvium, yaitu endapan material yang dibawa sungai, umumnya memiliki pola aliran sungai berkelok-kelok atau meander, karena sungai mengalir di tempat yang relatif datar (Verstappen, 1983). Dataran aluvial memiliki tanah yang subur dan cocok untuk pertanian sehingga dimanfaatkan oleh masyarakat sebagai lahan sawah dan kebun. Dataran aluvial juga dapat menjadi jalur transportasi yang penting karena memiliki topografi relatif datar dan mudah dilalui, dimana dijumpai pemukiman masyarakat Desa Napal Licin dan Desa Kuto Tanjung pada bentuk lahan ini (Gambar 17).

Dataran Banjir (F7)

Satuan geomorfik dataran banjir menempati sekitar ± 4 % daerah penelitian dengan keberadaannya di sepanjang tepi badan sungai utama yaitu pada Sungai Sei Rawas dan Sungai Batang Kulus dengan topografi yang hampir datar. Dataran banjir merupakan daratan yang berbatasan dengan sungai yang membentang dari tepi salurannya hingga dasar dinding lembah yang menutupinya, dan digenangi luapan air sungai saat periode debit sungai tinggi

(Brahmantyo & Bando, 2006) dan (Verstappen, 1983). Hal ini dibuktikan saat Sungai Sei Rawas dan Sungai Batang Kulus mengalami hujan dengan intensitas cukup tinggi, daratan yang berada di sepanjang tepi sungai tergenang oleh luapan air sungai akibat hujan (Gambar 18).



Gambar 18. Satuan Geomorfik Dataran Banjir.

Channel Irregular Meander (CIM)

Pada daerah penelitian, terdapat sungai yang sudah memasuki stadia dewasa berupa *Channel Irregular Meander* dengan karakteristik kelokan sungai yang berbentuk *meander* atau berkelok-kelok yang hampir menyerupai huruf "S" berulang (Buffington & Montgomery, 2013). Satuan geomorfik ini menempati ± 5 % dari luas daerah penelitian. *Channel Irregular Meander* merupakan bentuk lahan kanal sungai yang membentuk sungai berkelok dengan arah tidak beraturan akibat dari pengikisan dinding sungai yang dapat mempengaruhi kuat arus sungai (Buffington & Montgomery, 2013). Pola pengaliran sungai *meandering* ini memiliki daerah limpas banjir yang dipengaruhi oleh kondisi geologi berupa proses erosi dan pengendapan sebagai pengaruh internal serta perubahan iklim sebagai pengaruh eksternal dalam sistem. *Channel Irregular Meander* merupakan bagian dalam sistem pengendapan fluvial yang dipengaruhi oleh resistensi batuan, gradien sungai, dan arus Sungai. Satuan geomorfik ini berada pada Sungai Batang Kulus dan Sei Rawas yang sudah memasuki stadia dewasa dengan karakteristik kuat arus lebih kuat di daerah hulu (bagian Barat daerah penelitian) dan kuat arus semakin lemah ke arah hilir sungai (bagian Timur daerah penelitian). Kelokan sungai akibat aktivitas erosi dan gerusan menyebabkan berkembangnya endapan material lepas (seperti pasir, kerikil, dan kerakal) berupa gosong tepi (*point bar*) dan gosong tengah (*channel bar*) pada sungai tersebut.



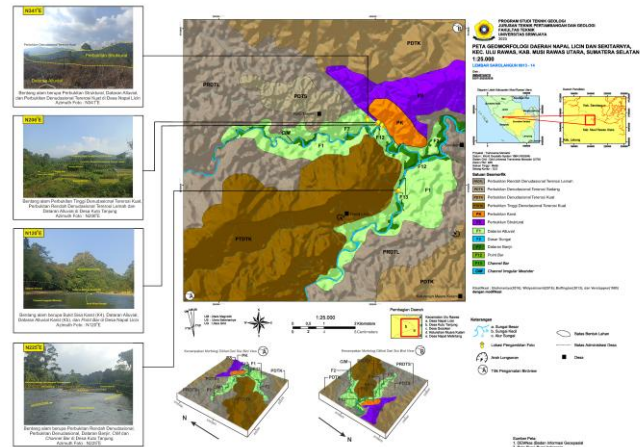
Gambar 19. Satuan Geomorfik *Channel Irregular Meander* (CIM) pada daerah penelitian.

Geomorfologi Daerah Penelitian

Satuan geomorfik pada daerah penelitian ditentukan berdasarkan klasifikasi Brahmantyo (2016), Widyaatmanti (2016), Buffington (2013) dan Verstappen (1985) dengan modifikasi. Geomorfologi daerah penelitian terbagi menjadi 12 satuan geomorfik, yaitu bentuk lahan karst berupa Perbukitan Karst (PK), bentuk lahan struktural berupa Perbukitan Struktural (PS), bentuk lahan denudasional yang terdiri dari Perbukitan Tinggi Denudasional Tererosi Kuat (PTDTK), Perbukitan Denudasional Tererosi Kuat (PDTK), Perbukitan Denudasional Tererosi Sedang (PDTS), Perbukitan Rendah Denudasional Tererosi Lemah (PRDTL), dan bentuk lahan fluvial yang terdiri dari Dataran Aluvial (F1), Dasar Sungai (F2), Dataran Banjir (F7), *Point Bar* (F12), *Channel Bar* (F13) dan *Channel Irregular Meander* (CIM). Peta geomorfologi daerah penelitian terdapat pada (Gambar 20).

Pola aliran yang berkembang pada daerah penelitian seperti *Concorded*, Sub-dendritik dan Sub-paralel turut berperan dalam evolusi pembentukan bentuk lahan dan tingkat resistensi batuan pada daerah penelitian. Aktivitas denudasional telah mempengaruhi morfologi pada daerah penelitian secara masif. Hal ini dibuktikan dengan dominasi satuan geomorfik Perbukitan Denudasional dengan variasi tingkat erosi yang didukung hasil observasi lapangan berupa adanya pelapukan dan erosi yang terekspos ke permukaan yang menghasilkan longsor dan endapan sedimen disekitar sungai. Selain itu, kontrol struktur yang disebabkan aktivitas tektonik turut mempengaruhi bentuk lahan pada daerah penelitian sehingga didapati beberapa daerah tinggian akibat sesar naik. Batuan dasar seperti batugamping Anggota Mersip Formasi Peneta (KJpm) yang

tersingkap kepermukaan akibat aktivitas tektonik telah mengalami evolusi bentuk lahan yang dipengaruhi proses pelarutan oleh air (solusional). Aktivitas fluvial pada sekitar aliran sungai *meander* menghasilkan dataran aluvial yang cukup luas, sehingga bentuk lahan tersebut dimanfaatkan menjadi area pemukiman, sawah dan kebun oleh masyarakat setempat.



Gambar 20. Peta Geomorfologi Daerah Napal Licin dan Sekitarnya.

Kesimpulan

Satuan geomorfik yang berkembang pada daerah penelitian terdiri dari 12 klasifikasi bentuk lahan. Hal ini memperkuat penelitian sebelumnya (Intan, 2016), bahwa daerah penelitian terdiri dari bentuk lahan asal struktural berupa Perbukitan Struktural (PS), bentuk lahan asal solusional berupa Perbukitan Karst (PK), bentuk lahan asal denudasional berupa Perbukitan Rendah Denudasional Tererosi Lemah (PRDTL), Perbukitan Denudasional Tererosi Sedang (PDTS), Perbukitan Denudasional Tererosi Kuat (PDTK), dan Perbukitan Tinggi Denudasional Tererosi Kuat (PTDTK), serta bentuk lahan asal fluvial berupa Dataran Aluvial (F1), Dasar Sungai (F2), Dataran Banjir (F7), *Point Bar* (F12), *Channel Bar* (F13) dan *Channel Irregular Meander* (CIM).

Ucapan Terima Kasih

Penulis mengucapkan terima kasih kepada masyarakat Desa Kuto Tanjung, Sosokan dan Napal Licin serta pemerintah setempat yang telah membantu perizinan dan mendukung kelancaran selama pengambilan data di daerah penelitian.

Referensi

Brahmantyo, B., & Bandonu. (2006). Klasifikasi Bentuk Muka Bumi(Landform) untuk Pemetaan Geomorfologi pada Skala 1:25.000 dan Aplikasinya untuk Penataan Ruang. *Geoaplika*, 1.

- Buffington, J. M., & Montgomery, D. R. (2013). Geomorphic Classification of Rivers. Dalam *Treatise on Geomorphology* (Vol. 9). <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00263-3>
- C. Ozioma, O. (2022). A Drainage System for Road Construction on Flat Terrain. Dalam *Applied Methods in Design and Construction of Bridges, Highways and Roads - Theory and Practice*. <https://doi.org/10.5772/intechopen.105019>
- Charlton, R. (2007). Fundamentals of fluvial geomorphology. Dalam *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. <https://doi.org/10.4324/9780203371084>
- Damayanti, A., Angin, F., Adib, A., & Irfan, M. (2020). Geomorphological Characteristic of Landslide Hazard Zones in Sukarame Village, Cisolak Subdistric, Sukabumi Regency. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 412(1). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/412/1/012009>
- Griffiths, J. S., Smith, M. J., & Paron, P. (2011). Introduction to Applied Geomorphological Mapping. Dalam *Developments in Earth Surface Processes* (Vol. 15, Nomor C). <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53446-0.00001-X>
- Hidayati, I. (2020). Bentang Lahan Jawa Bagian Tengah: Sebuah Catatan Lapangan di Propinsi Daerah Istimewa Yogyakarta. *Geografi dan Pengajarannya (Jurnal Geografi)*, 18(2), 145-164.
- Howard, A. D. (1967). Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *AAPG Bulletin*, 51(11).
- Huggett, R. J. (2011). Fundamentals of Geomorphology. Dalam *Fundamentals of Geomorphology*. <https://doi.org/10.4324/9780203860083>
- Muhammad Fadhlan, I. (2016). Geologi Situs Gua Batu, Desa Napal Licin, Kecamatan Ulu Rawas, Kabupaten Musi Rawas Utara, Provinsi Sumatera Selatan. *Jurnal Arkeologi Siddhayatra*, 21(2), 129-141. <https://repositori.kemendikdasmen.go.id/7182/1/Siddhayatra%20Vol%2021%20%282%29%20November%202016.pdf>
- Patra, S., & Gavsker, K. K. (2021). Land use and land cover change-induced landscape dynamics: A geospatial study of Durgapur Sub-Division, West Bengal (India). *Acta Universitatis Carolinae, Geographica*, 56(1). <https://doi.org/10.14712/23361980.2021.3>
- Rochayati, N., Mas'ad, M., Pramunarti, A., Affandi, A., & Arif, A. (2018). Peningkatan Aktivitas Belajar Mahasiswa Pada Mata Kuliah Geomorfologi Melalui Metode Kolaboratif - Kontekstual Dalam Kegiatan Lesson Study. *Jurnal Prakarsa Paedagogia*, 1(1). <https://doi.org/10.24176/jpp.v1i1.2615>
- Sajid, T., Maimoon, S. K., Waseem, M., Ahmed, S., Khan, M. A., Tränckner, J., Pasha, G. A., Hamidifar, H., & Skoulikaris, C. (2025). Integrated Risk Assessment of Floods and Landslides in Kohistan, Pakistan. *Sustainability (Switzerland)*, 17(8). <https://doi.org/10.3390/su17083331>
- Schumm, S. A. (1963). Sinuosity of alluvial rivers on the great plains. *Bulletin of the Geological Society of America*, 74(9), 1089-1100. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1963\)74\[1089:SOAROT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[1089:SOAROT]2.0.CO;2)
- Skilodimou, H. D., Bathrellos, G. D., & Alexakis, D. E. (2021). Flood hazard assessment mapping in burned and urban areas. *Sustainability (Switzerland)*, 13(8). <https://doi.org/10.3390/su13084455>
- Strahler, A. N. (1964). Quantitative Geomorphology of Drainage Basins and Channel Networks. In: Chow, V., Ed., *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw Hill, 439-476.
- Summerfield, M. A., & Hulton, N. J. (1994). Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7). <https://doi.org/10.1029/94jb00715>
- Suwarna, N., Suharsono, Gafoer, S., Amin, T. C., Kusnama, & Hermanto, B. (1992). *Peta Geologi Lembar Sarolangun, Sumatera*.
- Thomas, M. (2012). A geomorphological approach to geodiversity - its applications to geoconservation and geotourism. *Quaestiones Geographicae*, 31(1), 81-89. <https://doi.org/10.2478/v10117-012-0005-9>
- Tuttle, S. D. (1975). *Landforms & Landscapes* ((No. 04; GB401, T8), Vol. 4). W. C. Brown Company. <https://books.google.co.id/books?id=bBDSAAAAIAAJ>
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes, in Schuster, R.L., and Krizek, R.J., eds., *Landslides—Analysis and control*. National Academy of Sciences Transportation Research Board Special Report, 176, 11-33.
- Verstappen, H. T. (1983). *Applied Geomorphology*. Elsevier Scientific Publishing Company. <https://books.google.co.id/books?id=J9-UwgEACAAJ>
- Viqran, A. H., & Jati, S. N. (2021). Identifikasi Bentuk Lahan Daerah Batang Asai dan Sekitarnya, Kabupaten Sarolangun, Jambi. *Prosiding AvoER XIII*, 83-87.
- Widyatmanti, W., Wicaksono, I., & Syam, P. D. R. (2016). Identification of topographic elements composition based on landform boundaries from radar interferometry segmentation (preliminary study on digital landform mapping). *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 37(1). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/37/1/012008>

Zuidam, V. (1985). Guide to Geomorphologic Aerial Photographic Interpretation and Mapping. *Section of Geology Geomorphology, ITC, Enschede.*