

MIKROFASIES DAN DIAGENESIS BATUGAMPING FORMASI BATURAJA
DI LINTASAN AIR KITI, OKU, SUMATERA SELATAN
*LIMESTONE MICROFACIES AND DIAGENESIS OF BATURAJA FORMATION
AT AIR KITI SECTION, OKU, SOUTH SUMATRA*

Oleh: Sigit Maryanto

Pusat Survei Geologi
Jl. Diponegoro No. 57 Bandung, 40122
email: sigitmaryanto@ymail.com

Abstrak

Aspek mikrofases dan diagenesis batugamping Formasi Baturaja di sepanjang lintasan Air Kiti, Sumatera Selatan, telah dipelajari guna mengetahui mekanisme pengendapan batuan dan sejarah proses geologi paska pengendapan batuan. Percontoh batugamping telah diambil secara sistematis pada formasi batuan yang berumur Miosen Awal tersebut, dan dipakai untuk bahan pengujian petrografi di laboratorium. Analisis petrografi telah dilakukan terhadap dua puluh empat puluh dua percontoh batugamping memperlihatkan bahwa jenisnya adalah batugamping *mudstone*, *wackestone*, *packstone*, *floatstone*, *rudstone*, *bafflestone* dan *bindstone*. Lingkungan pengendapan batugamping Formasi Baturaja meliputi fasies terumbu belakang, bangunan terumbu, sayap terumbu dan terumbu depan. Beragam proses diagenesis pasca pengendapan batuan, yang meliputi: bioturbasi, penyemenan, neomorfisme, pemikritan, pemampatan, peretakan, dan pelarutan.

Kata kunci: Baturaja, batugamping, petrografi, mikrofases, diagenesis.

Abstract

Limestone microfacies and diagenesis aspects of Baturaja Formation along the Air Kiti section, South Sumatra have been studied to trace the depositional mechanism and post depositional geological histories of the rocks. Limestone samples have been taken systematically from the Early Miocene rock formation, and they are for petrographic analysis. Petrographic analysis of twenty four limestone samples shows that the various types of the limestones are mudstone, wackestone, packstone, floatstone, rudstone, bafflestone dan bindstone. The depositional environments of this formation are include back-reef, reef-buildup, reef-flank and fore-reef. The limestones have affected by various kinds of post-sedimentation diagenetic processes including : bioturbation, cementation, neomorphism, micritization, compaction, fracturing, and dissolution.

Keywords: Baturaja, limestone, petrography, microfacies, diagenesis.

Pendahuluan

Penelitian stratigrafi dan sedimentologi batuan karbonat di sub-Cekungan Palembang telah dilakukan oleh Pusat Survei Geologi (dahulu Puslitbang Geologi; Limbong dr., 2004; Maryanto, 2005). Makalah ini dibuat sebagai studi lanjutan secara rinci hasil kegiatan penelitian tersebut (Maryanto, 2007), khususnya analisis petrografi batugamping di laboratorium. Penelitian mikrofases dan diagenesis ini dilakukan karena belum ada peneliti yang membahas tentang hal tersebut di atas di lintasan penelitian. Dengan demikian, aspek petrografi batugamping, secara khusus aspek mikrofases dan rekaman proses diagenesis pada batugamping Formasi Baturaja ini dilakukan.

Penelitian mikrofases batugamping ini bertujuan untuk mengetahui perkembangan fasies pengendapan batugamping penyusun Formasi Baturaja di lintasan penelitian secara vertikal. Di sisi lain, penelitian tentang diagenesis batugamping bertujuan untuk mengetahui karakter petrografi batugamping penyusun Formasi Baturaja di lintasan penelitian dalam kaitannya dengan segala proses geologi yang terjadi setelah batuan diendapkan. Objek penelitian dibatasi hanya pada batugamping penyusun Formasi Baturaja yang tersingkap di lintasan Air Kiti, Kecamatan Lengkiti, Kabupaten Ogan Komering Ulu (OKU), Propinsi Sumatera Selatan (Gambar 1). Lintasan penelitian ini dipilih karena tersingkap cukup baik batugamping penyusun Formasi Baturaja (Limbong dr., 2004).



Gambar 1. Lokasi penelitian yang berada di Propinsi Sumatera Selatan.

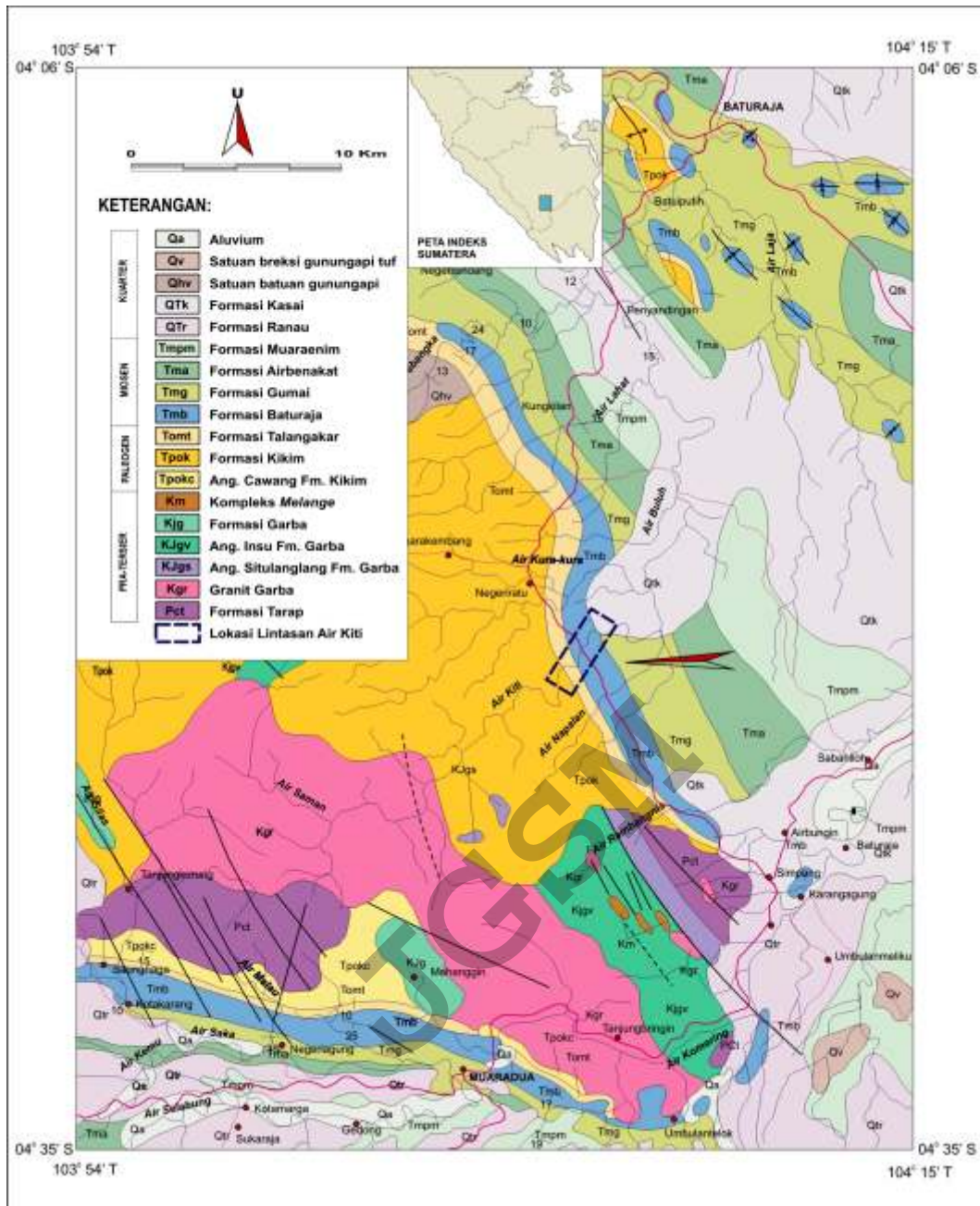
Metode yang digunakan dalam penelitian ini meliputi pekerjaan lapangan dan analisis laboratorium. Pekerjaan di lapangan dilakukan dengan pengumpulan data geologi, khususnya data petrologi batugamping Formasi Baturaja yang tersingkap di lintasan Air Kiti, Sumatera Selatan. Percontoh batuan dipilih secara berurutan sesuai dengan runtunan stratigrafi yang dijumpai, dengan percontoh diusahakan dalam keadaan cukup segar. Analisis laboratorium yang dilakukan adalah pengujian petrografi batugamping dengan penentuan jumlah dan jenis komponen batugamping guna penamaan batuan, dan kemudian diikuti dengan identifikasi mikrofases batuan dan kenampakan rekaman proses diagenesis. Analisis petrografi dilakukan terhadap duapuluh empat percontoh batugamping Formasi Baturaja (Tabel 1). Batugamping tersebut digolongkan dengan menggunakan klasifikasi menurut Dunham (1962) dan Embry & Klovan (1971), selanjutnya pengelompokan komponen butiran karbonat dibantu dengan klasifikasi komponen batugamping menurut Folk (1962). Pembagian mikrofases batugamping Formasi Baturaja di lintasan Air Kiti berdasarkan penggolongan standar mikrofases dan *zone* fasies menurut Flugel (1982) dan Wilson (1975). Sebagai pembandingan, diacu pula dari beberapa penulis yang membahas tentang mikrofases dan lingkungan pengendapan batugamping seperti Andreeva (2008), Harzhauer & Piller (2009), Jones & Desrochers (1992), Kindler & Hearty (1996), Omana & Alencaster (2009), Read (1985), Schlager

& Reijmer, (2009) dan Tucker & Wright (1990).

Gafoer dr. (1986, 1993) telah membuat peta geologi bersistem dan membuat runtunan stratigrafi di daerah penelitian, dan menyebutkan bahwa stratigrafi di daerah ini diawali oleh batuan alas pra-Tersier yang terdiri atas granit, andesit-basal, batuan banteh, metasedimen, dan batuan malihan. Batuan alas tersebut selanjutnya tertindih takselaras oleh batuan sedimen Tersier, dari bawah ke atas meliputi Formasi Kikim, Formasi Talangakar, Formasi Baturaja, Formasi Gumai, Formasi Airbenakat, Formasi Muaraenim, Formasi Ranau, Formasi Kasai, dan Aluvium (Gambar 2). Batugamping Formasi Baturaja dikuasai oleh batugamping bioklastika berlapis yang di tempat lain diendapkan di lingkungan terumbu belakang dan kadang-kadang bergeser hingga sayap terumbu (Maryanto, 2008) serta sedikit bangunan inti terumbu pada kala Miosen Awal (Maryanto, 2005).

Kenampakan Lapangan

Lintasan Air Kiti merupakan lintasan sungai yang memanjang berarah nisbi barat-timur sekitar 2 km, batuan yang tersingkap cukup banyak dan segar (Gambar 3). Runtunan batuan yang dijumpai kebanyakan adalah batugamping Formasi Baturaja, yang selaras menindih Formasi Talangakar (Limbong dr., 2004). Batuan secara umum miring landai ke timurlaut, dengan ketebalan total terukur mencapai 150 m, termasuk batugamping penyusun Formasi Baturaja setebal 110 m (Gambar 4).

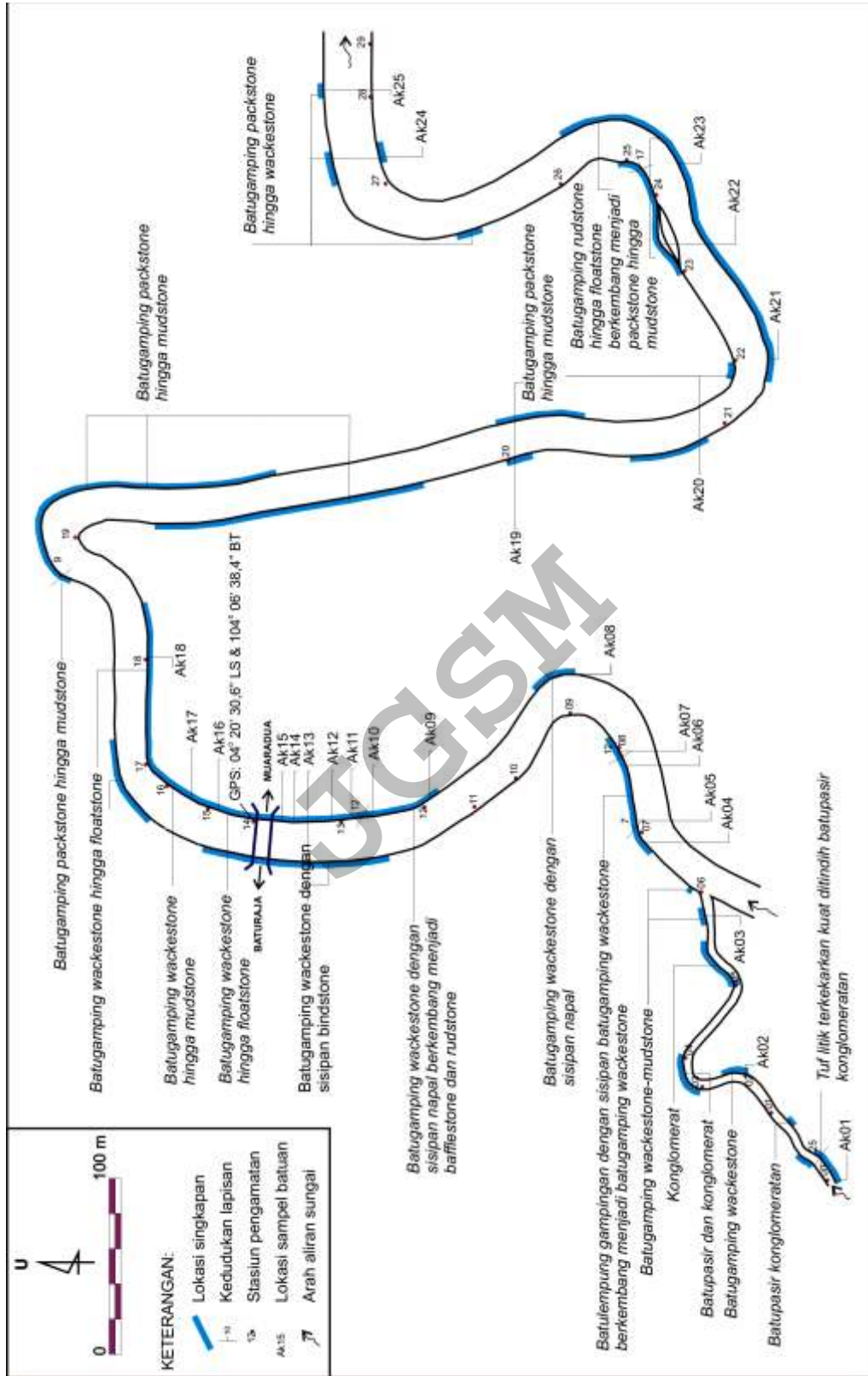


Gambar 2. Peta geologi daerah Baturaja-Muaradua, Propinsi Sumatera Selatan (Gafoer dr., 1993) dan lokasi lintasan Air Kiti.

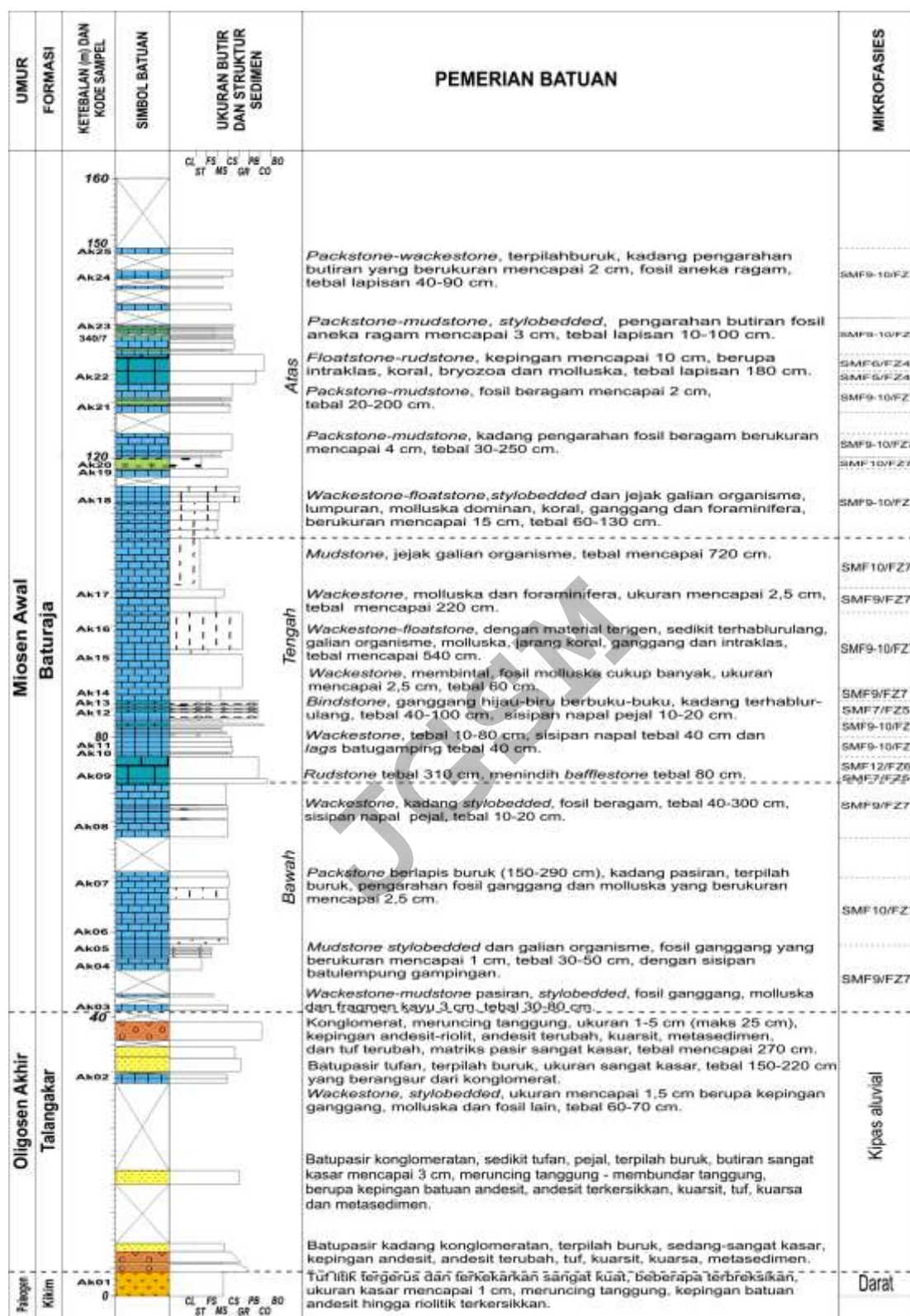
Batuan yang dijumpai di lintasan Air Kiti, diawali oleh batuan gunungapi Formasi Kikim, berupa tuf litik andesit-riolit yang tergerus dan terkekarkan kuat. Selanjutnya, batuan tertindih erosional oleh batupasir konglomeratan Formasi Talangakar, berketebalan 40-220 cm. Komponen kepingan batuan beragam, masih bersifat tufan, dan dengan sisipan tipis batugamping klastika halus *wackestone*. Hubungan stratigrafi batuan silisiklastika Formasi Talangakar dengan bagian terbawah batugamping Formasi Baturaja diduga selaras, meskipun kontak

langsung di lapangan tidak ditemukan.

Bagian terbawah runtunan batuan Formasi Baturaja berupa batugamping bioklastika halus *wackestone-mudstone* pasiran dengan lapisan terstilolitan, mengandung fosil ganggang, moluska dan kepingan kayu lignit, dan berketebalan lapisan 30-80 cm. Selanjutnya, batuan berkembang menjadi perselingan antara batugamping bioklastika halus *wackestone-mudstone* dengan batulempung gampingan (Gambar 4&5).



Gambar 3. Pengukuran stratigrafi rinci Formasi Baturaja di lintasan Air Kiti, OKU, Sumatera Selatan



Gambar 4. Kolom stratigrafi rinci batugamping Formasi Baturaja di lintasan Air Kiti.

Batugamping bioklastika wackestone menjadi semakin banyak dan mengkasar dengan beberapa jejak galian organisme, berkadungan fosil beragam meskipun masih dikuasai oleh moluska dan ganggang yang berukuran mencapai 2,5 cm, dan ketebalan lapisan 150-300 cm. Semakin ke atas, *wackestone* ini semakin menguasai runtunan batuan, meskipun masih dijumpai beberapa sisipan tipis napal pejal.

Bagian tengah runtunan batugamping Formasi Baturaja diawali dengan hadirnya batugamping non-klastika *bafflestone* dengan koral, bryozoa, ganggang dan foraminifera besar bentonik yang terjebak di dalam lumpur karbonat, dengan ketebalan sekitar 80 cm (Gambar 4&6). Selanjutnya batuan ditindih oleh batugamping klastika sangat kasar *rudstone* berketebalan 310 cm, sebelum berkembang menjadi perlapisan batugamping bioklastika halus hingga sedang *wackestone* berketebalan 10-80 cm dengan sisipan tipis napal pejal, dan dengan lags batugamping tebal 40 cm. Batuan berkembang menjadi batugamping non-klastika *bindstone* berbuku-buku yang didukung oleh pengonggokan ganggang hijau-biru dengan tebal 10-100 cm dan dengan sisipan napal pejal. Pada perkembangannya, batuan menjadi perlapisan *packstone*, yang seringkali mengasar menjadi *floatstone* berketebalan 60-540 cm (Gambar 7), dan akhirnya ditutup oleh *wackestone* dan *mudstone* dengan galian organisme dan tebalnya mencapai 720 cm.

Bagian atas runtunan batugamping Formasi Baturaja di lintasan Air Kiti dimulai dengan hadirnya

batugamping bioklastika halus hingga sedang *wackestone* yang kadang-kadang berkembang menjadi *packstone* atau *floatstone*, dengan ketebalan lapisan 60-200 cm. Galian organisme masih hadir pada runtunan batuan ini, dan dengan bioklas masih dikuasai oleh moluska, ganggang merah, foraminifera besar bentonik, dan kepingan koral. Sisipan batugamping *mudstone* dan napal pejal masih hadir di bagian atas ini. Batuan berkembang mengasar menjadi *floatstone-rudstone* berketebalan 120-180 cm (Gambar 8), dan dengan komponen intraklas batugamping terumbu, koral, bryozoa, moluska dan foraminifera besar bentonik. Runtunan batuan kemudian diakhiri dengan hadirnya perlapisan batugamping bioklastika halus hingga sedang *packstone-wackestone* dengan bioklas beragam dan kadang-kadang memperlihatkan pengarah.



Gambar 6. *Bafflestone* (baf) yang ditindih *rudstone* (rud), merupakan penyusun bagian tengah Formasi Baturaja. Difoto di lokasi Ak09 lintasan Air Kiti.



Gambar 5. Batulempung gampingan kaya pecahan fosil moluska (berwarna terang) yang menyisip di antara *wackestone-mudstone* (tidak tampak pada foto), merupakan penyusun bagian bawah Formasi Baturaja. Difoto di lokasi Ak05 lintasan Air Kiti.



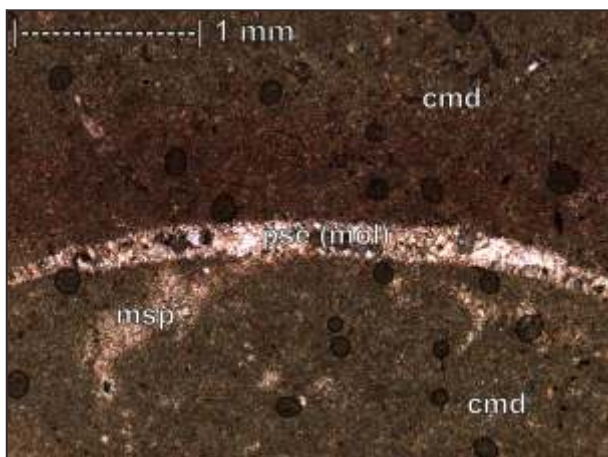
Gambar 7. *Wackestone* (wac) dengan lapisan membintal, berkembang menjadi *floatstone* (flo) - *packstone* (pac) yang berlapis tebal, merupakan penyusun bagian tengah Formasi Baturaja. Difoto di lokasi Ak17 lintasan Air Kiti.



Gambar 8. *Wackestone* (*wac*) yang tertindih *floatstone-rudstone* (*flo*) berlapis sedang hingga tebal, merupakan penyusun bagian atas Formasi Baturaja. Difoto di lokasi Ak22 lintasan Air Kiti.

Petrografi

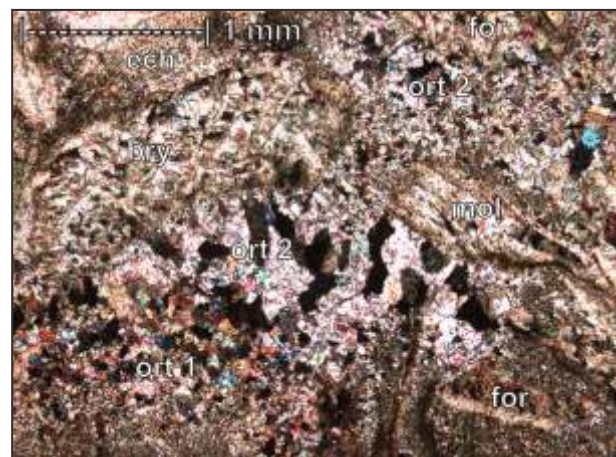
Bagian bawah runtunan batugamping Formasi Baturaja di lintasan Air Kiti berupa batugamping *wackestone* berukuran butir halus-sedang, terpilah buruk dan terdukung lumpur (*mud supported*). Butiran dikuasai oleh fosil pecah dan utuh foraminifera besar bentonik, moluska, ganggang merah serta beberapa fosil yang lain, diikuti oleh sedikit intraklas kepingan batugamping bioklastika dan lumpuran, serta sangat jarang pelet. Bioklas ini, khususnya moluska, kadang-kadang larut dan terisi kembali oleh orthosparit kalsit mosaik anhedral dari lingkungan meteorik freatik (Gambar 9). Butiran terigen masih dijumpai, berupa kuarsa, feldspar,



Gambar 9. *Wackestone* yang berkembang dengan ukuran halus, terpilah buruk, dan terdukung lumpur karbonat (*cmd*). Tampak fosil yang tergantikan dengan fase pelarutan menjadi pseudosparit (*pse*) yang awalnya diduga berupa cangkang moluska (*mol*), juga lumpur karbonat tergantikan menjadi mikrosparit (*msp*). Percontoh Ak05, kedudukan lensa nikol bersilang.

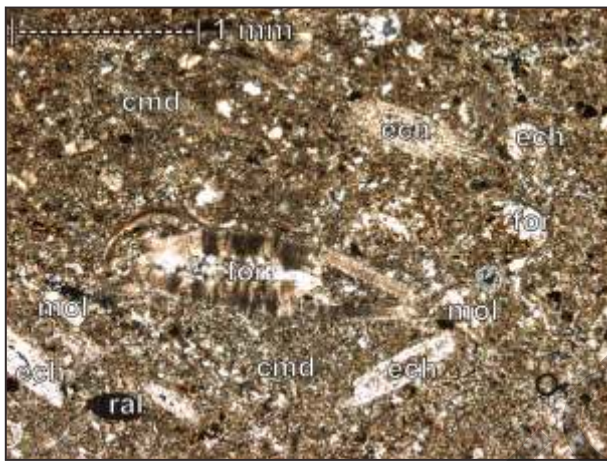
kepingan batupasir dan batuan argilit, jarang mineral opak karbon. Sebagian rongga di dalam fosil telah terisi oleh orthosparit kalsit sangat halus mosaik anhedral, atau oleh lumpur karbonat yang kadang tergantikan menjadi mikrosparit. Rongga yang lain kadang-kadang diisi oleh oksida besi, mineral lempung authigenik, atau silika sekunder. Pada perkembangannya, batuan mengkasar menjadi batugamping *packstone* yang terpilah buruk dan terdukung butiran meruncing tanggung hingga membundar tanggung. Bioklas yang ada pada umumnya telah terabrasi dan tercuci cukup baik (Gambar 10). Rongga di antara dan di dalam partikel sebagian besar telah terisi oleh orthosparit kalsit mosaik drus anhedral halus hingga sedang. Perkembangan selanjutnya, batuan menghalus kembali membentuk peralapisan batugamping *wackestone*, sebelum ditindih oleh batugamping non-klastika *bafflestone*.

Bagian tengah runtunan batugamping Formasi Baturaja diawali dengan hadirnya batugamping non-klastika *bafflestone* berkompone koral dan bryozoa yang menjebak lumpur karbonat dengan kemas terbuka. Selanjutnya batuan ditindih oleh batugamping klastika sangat kasar rudstone, yang tidak diuji petrografi. Batuan berkembang menjadi batugamping klastika halus *wackestone* dengan bioklas fosil beragam yang telah tercuci dan terabrasi (Gambar 11). Sebagian fosil mengalami pemikritan, selain larut dan terisi kembali oleh orthosparit kalsit.



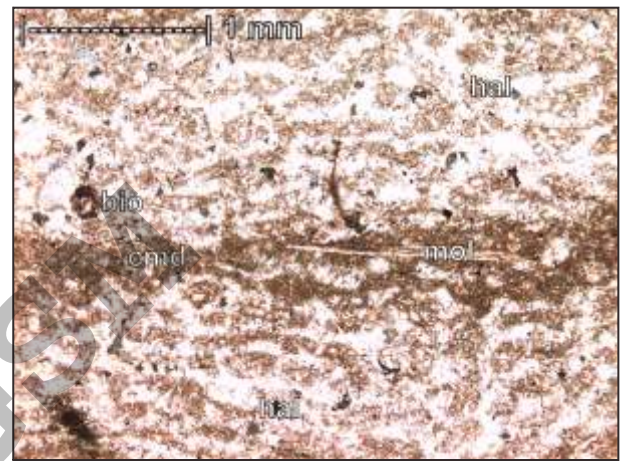
Gambar 10. *Packstone* yang berkembang dengan ukuran sedang dengan beberapa fosil moluska (*mol*), bryozoa (*bry*), echinodermata (*ech*) dan foram bentonik (*for*). Tampak orthosparit kalsit mosaik drus dari lingkungan meteorik freatik (*ort1*) yang melanjutkan pengisian rongga antar partikel oleh orthosparit lingkungan penimbunan (*ort2*). Percontoh Ak07, kedudukan lensa nikol bersilang.

Selanjutnya batuan berkembang menjadi batugamping non-klastika *bindstone* berbuku-buku yang didukung oleh pengonggokan memanjang fosil corraline-algae (*Halimeda* sp.; Gambar 12). Rongga di antara fosil tersebut adalah lumpur karbonat dan butiran lain sangat halus, serta beberapa terisi oleh orthosparit kalsit mosaik drus anhedral halus hingga sedang dari lingkungan meteorik freatik. Pada perkembangannya, batuan menjadi perlapisan *packstone* yang kadang-kadang mengasar menjadi *floatstone* dengan komponen bioklas beragam (Gambar 13) selain sedikit intraklas. Runtunan batuan akhirnya ditutup oleh hadirnya batugamping bioklastika halus *wackestone* (Gambar 14) hingga mudstone dengan beberapa galian organisme.

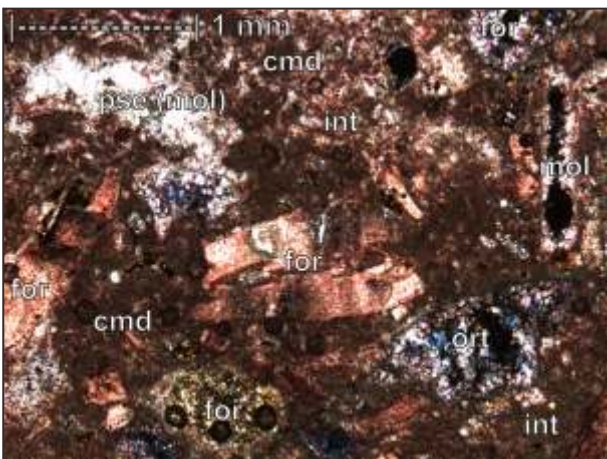


Gambar 11. *Wackestone* yang berkembang dengan ukuran halus, dengan butiran bioklas foraminifera besar bentonik (for), moluska (mol), ganggang merah (ral) dan *echinodermata* (ech), tersebar di dalam matriks lumpur karbonat (cmd) yang secara acak tergantikan menjadi mikrosparit. Percontoh Ak10, kedudukan lensa nikol bersilang.

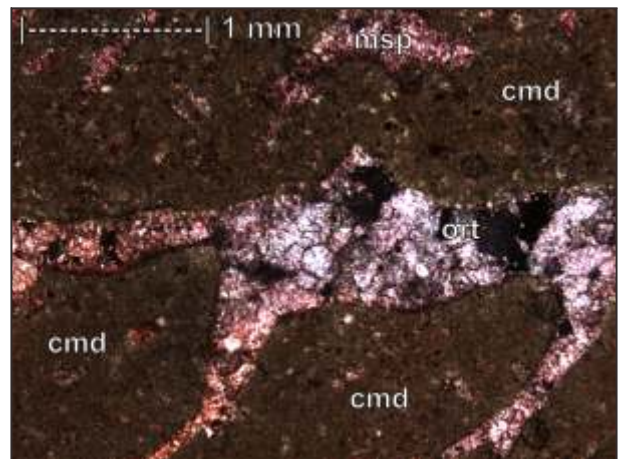
Bagian atas runtunan batugamping Formasi Baturaja di lintasan Air Kiti dimulai dengan hadirnya batugamping bioklastika halus hingga sedang *wackestone*. Komponen butiran karbonat yang jumlahnya terbatas secara samar-samar telah mengalami pencucian, abrasi dan seleksi ukuran. Galian organisme jarang hadir dan dengan bioklas masih dikuasai oleh moluska, ganggang merah, foraminifera besar bentonik, dan kepingan koral. Batuan kadang mengkasar menjadi *packstone-floatstone* (Gambar 15), atau bahkan menjadi floatstone-rudstone, dan dengan komponen intraklas batugamping terumbu, koral, bryozoa, moluska dan foraminifera besar bentonik, yang beberapa bagian tampak mengalami penggantian.



Gambar 12. *Bindstone* yang didukung oleh cukup banyak pengonggokan koral memanjang (*Halimeda* sp.; hal) berbuku-buku dengan penjebaran lumpur karbonat (cmd), fosil moluska (mol) dan jejak bioturbasi pemboran (bio). Percontoh Ak12, kedudukan lensa nikol bersilang.



Gambar 13. *Wackestone* yang berkembang dengan ukuran sedang, dengan beberapa butiran foraminifera besar bentonik dan planktonik (for), moluska tergantikan (mol), dan intraklas (int), isian orthosparit (ort). Percontoh Ak14, kedudukan lensa nikol bersilang.



Gambar 14. *Wackestone* yang berkembang dengan ukuran halus didukung lumpur karbonat (cmd) dengan beberapa kekar yang rongganya telah terisi oleh orthosparit kalsit mosaik drus anhedral (ort). Tampak pula sebagian lumpur karbonat terganti menjadi mikrosparit (msp). Percontoh Ak17, kedudukan lensa nikol bersilang.

Penyemen yang utama masih berupa orthosparit kalsit mosaik drus anhedral halus hingga sedang. Runtunan batuan diakhiri oleh *packstone-wackestone* dengan bioklas beragam dan kadang-kadang memperlihatkan pengarah dan pelarutan beberapa fosil (Gambar 16).

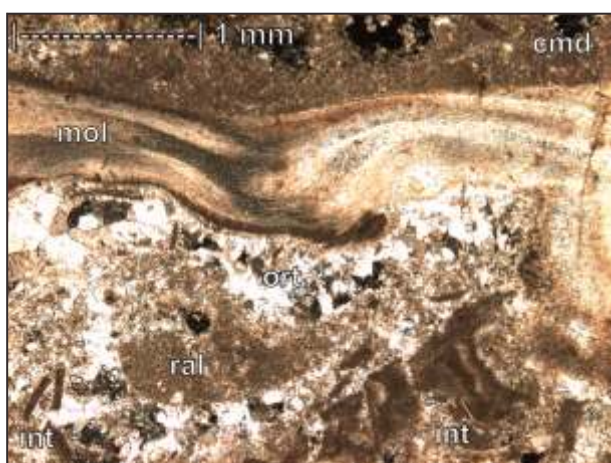
Mikrofasies

Batuan yang dijumpai di lintasan Air Kiti, diawali oleh batuan gunungapi Formasi Kikim yang merupakan endapan darat (Gafoer dr., 1986). Selanjutnya, batuan gunungapi ini tertindih takselaras oleh batuan silisiklastika Formasi Talangakar yang masih merupakan endapan kipas aluvial. Seiring dengan proses genang laut di daerah penelitian, maka secara setempat mulai berkembang endapan karbonatan yang membentuk Formasi Baturaja.

Bagian terbawah runtunan batuan Formasi Baturaja berupa batugamping *wackestone-mudstone* pasir dan masih mengandung kepingan kayu, berselingan dengan batuan silisiklastika. Wackestone menjadi semakin banyak dan mengkasar dengan beberapa jejak galian organisme, kandungan fosil beragam meskipun masih dikuasai oleh moluska dan ganggang. Batugamping seperti ini karakter sabuk fasies landaian laguna (*shelf lagoon*; Wilson, 1975; Read, 1985) yang berada di lingkungan belakang terumbu (Jones & Desrochers, 1992), khususnya pada laut dangkal dengan sirkulasi terbuka (*shallow water with open circulation*; SMF-9/FZ-7; Wilson, 1975; Flugel, 1982). Keadaan lingkungan

pengendapan relatif stabil hingga berakhirnya pengendapan bagian bawah formasi. Tidak hadirnya atau jarang hadirnya pelet merupakan ciri khas paparan karbonat Neogen (Schlager & Reijmer, 2009).

Bagian tengah runtunan batugamping Formasi Baturaja diawali dengan hadirnya batugamping non-klastika *bafflestone* dengan koral, bryozoa, ganggang dan foraminifera besar bentonik yang terjebak di dalam lumpur karbonat, mencirikan fasies bangunan terumbu (Tucker & Wright, 1990), yang seringkali berada di tepi paparan (*platform margin*; SMF-7/FZ-5). Kandungan foraminifera besar bentonik yang cukup melimpah menunjukkan bahwa bangunan terumbu ini hanya berupa terumbu kecil (*patch-reef*; Tucker & Wright (1990) yang merupakan bagian dari suatu paparan karbonat terbuka (Andreeva, 2008; Omana & Alencaster, 2009), termasuk telah mempunyai endapan runtunan lereng terumbu depan (*fore-reef talus*; SMF-6/FZ-4;) yang dicirikan dengan hadirnya batugamping klastika sangat kasar *rudstone*. Selanjutnya lingkungan lebih banyak berada di fasies belakang terumbu, khususnya pada laut dangkal dengan sirkulasi terbuka (SMF-9/FZ-7), yang mengendapkan peralapisan batugamping bioklastika halus hingga sedang *wackestone* dengan sisipan tipis napal pejal, dan lags batugamping. Terumbu kecil masih hadir di lokasi ini dengan terbentuknya batugamping non-klastika *bindstone* berbuku-buku yang didukung oleh pengonggokan ganggang hijau-biru, dan disertai endapan sayap



Gambar 15. *Packstone/floatstone* yang berkembang dengan ukuran kasar dengan fosil moluska (mol), ganggang merah (ral) dan intraklas (int), masih menyisakan lumpur karbonat (cmd) dan disemen oleh orthosparit kalsit mosaik drus anhedral (ort). Percontoh Ak22, kedudukan lensa nikol bersilang.



Gambar 16. *Wackestone* yang berkembang dengan ukuran sedang dengan beberapa kepingan intraklas (int) dan fosil foraminifera bentonik (for), *echinodermata* (ech), ganggang merah (ral) termikritkan, moluska (mol) terhablurulang menjadi pseudosparit (pse). Percontoh Ak24, kedudukan lensa nikol bersilang.

terumbu (*reef-flank facies*; SMF-6/FZ-4; Tucker & Wright, 1990) berupa perlapisan *packstone-floatstone*, sebelum menjadi endapan pada fasies belakang terumbu (SMF-10/FZ-7) kembali dengan litologi *wackestone-mudstone*.

Bagian atas runtunan batugamping Formasi Baturaja kebanyakan masih merupakan endapan pada fasies belakang terumbu yang beberapa bagian membentuk cekungan lokal (SMF-10/FZ-7) dengan litologi berupa *wackestone* yang kadang-kadang berkembang menjadi *packstone-floatstone*, yang bioklasnya masih dikuasai oleh moluska, ganggang merah, foraminifera besar bentonik, dan kepingan koral.

Karena pengaruh genang laut, maka fasies batuan berkembang menjadi fasies sayap terumbu (*reef-flank facies*; SMF-6/FZ-4) dengan litologi *floatstone-rudstone* dengan komponen intraklas batugamping terumbu, koral, bryozoa, moluska dan foraminifera besar bentonik, yang mencirikan endapan karbonat dengan iklim tropis (Kindler & Hearty, 1996; Harzhauzer & Piller, 2009). Runtunan batuan diakhiri dengan fasies belakang terumbu yang beberapa bagian membentuk cekungan lokal (SMF-10/FZ-7) yang mengendapkan perlapisan *packstone-wackestone* hingga akhir pengendapan Formasi Baturaja di lintasan penelitian.

Proses Diagenesis

Segera sesudah batuan diendapkan, yang diikuti oleh penindihan oleh beberapa satuan batuan silisiklastika dan batuan gunungapi, maka Formasi Baturaja di lintasan penelitian tentu terpengaruh oleh beberapa proses diagenesis, hingga tersingkap seperti sekarang ini. Data hasil pengujian petrografi yang telah dilakukan, menunjukkan beberapa rekaman proses diagenesis yang terawetkan pada batugamping Formasi Baturaja di lintasan Air Kiti, meliputi bioturbasi, penyemenan, neomorfisme, pemikritan, pemampatan, peretakan, dan pelarutan.

Bioturbasi

Kenampakan bioturbasi, khususnya galian organisme (*burrowing*; Choquette & Pray, 1970) yang berukuran sangat halus dan tersebar tidak merata teramati di beberapa percontoh batuan. Kenampakan rongga bioturbasi ini pada umumnya telah terisi sempurna oleh lumpur karbonat yang kadang-kadang bercampur dengan orthosparit kalsit

mosaik drus anhedral sangat halus. Dengan demikian dapat dikatakan bahwa fase pengisian rongga bioturbasi terjadi di dua lingkungan diagenesis, yaitu lingkungan laut segera setelah galian tersebut terbentuk dan lingkungan meteorik freatik pada saat penyingsapan batuan.

Penyemenan

Penyemen utama batuan adalah semen karbonat yang berasal dari lingkungan meteorik freatik, meteorik vadose, dan sangat jarang semen karbonat dari lingkungan laut dan penimbunan. Semen karbonat (*orthosparite*; Bathurst, 1975; Gregg, 2005) pada umumnya berfungsi sebagai pengisi rongga keporian antar partikel, sedikit dalam partikel, retakan dan kekar. Semen karbonat dari lingkungan laut, yang berhablur *isopachus* sangat halus (Longman (1980), hanya tinggal sisanya saja yang terkonsentrasi di sekeliling butiran pada *packstone* dengan jumlah sangat terbatas. Hal yang sama juga terjadi pada semen dari lingkungan penimbunan yang berstruktur mosaik anhedral sangat halus (Maryanto, 2007). Kedua semen karbonat tersebut pada umumnya telah hilang dan tergantikan oleh semen karbonat yang berasal dari lingkungan meteorik freatik, berstruktur mosaik drus anhedral, berukuran hablur halus hingga sedang (Gambar 10 & 15). Hampir semua rongga antar partikel, dalam partikel, retakan dan kekar telah terisi oleh semen dari lingkungan meteorik freatik ini. Semen karbonat dari lingkungan meteorik vadose pada umumnya mengisi rongga retakan batuan, yang berasosiasi dengan mineral lempung authigenik dan oksida besi. Semen non-karbonat yang berasal dari lingkungan meteorik vadose mineral lempung authigenik yang berasosiasi dengan oksida besi, hadir terbatas dengan bentuk dan penyebaran tidak teratur, khususnya sebagai pengisi retakan batuan.

Neomorfisme

Rekaman proses neomorfisme berupa penggantian dan penghabluran ulang. Penggantian teramati di seluruh percontoh batuan yang terbagi menjadi dua jenis, yaitu penggantian butiran dan penggantian matriks. Penggantian butiran tanpa fase pelarutan menghasilkan sparit semu (*pseudosparite*; Bathurst, 1975; Moore, 1997) berhablur mosaik anhedral yang pada umumnya berukuran hablur halus hingga sedang mencapai 0,6 mm (Gambar 9 & 16). Penggantian matriks lumpur karbonat membentuk mikrosparit berhablur mosaik hingga sukrosik

granular anhedral berukuran sangat halus, yang dijumpai acak di dalam batuan. Proses penggantian material ini berhubungan erat dengan proses penghablur ulang. Rekaman proses penghablur ulang hadir pada beberapa butiran karbonat meskipun jumlahnya sangat terbatas. Sparit semu telah merusak struktur dalam fosil secara total bersama-sama dengan proses penggantian matriks batuan. Sebagai hasilnya adalah bentukan jejak butiran yang batas pinggirnya telah rancu dengan matriks lumpur karbonat yang juga terhablur ulang.

Pemikritan

Rekaman proses pemikritan hanya teramati pada beberapa percontoh batuan saja dengan jumlah sangat terbatas di bagian atas formasi. Lumpur karbonat sebagai hasil pemikritan pada umumnya terkonsentrasi di bagian pinggir butiran karbonat yang oleh beberapa ahli disebut sebagai semen mikritik, seperti pada bagian pinggir fosil bryozoa, moluska, foraminifera besar, dan ganggang merah (Gambar 16). Meskipun jumlahnya sangat terbatas, proses pemikritan ini mencerminkan adanya proses diagenesis di lingkungan air tawar (Bathurst, 1975; Ulmer-Scholle & Mosley, 2000)

Pemampatan

Rekaman proses pemampatan batuan terlihat nyata pada beberapa percontoh, khususnya pada batugamping *packstone* dan *bindstone*. Penampakan rekaman proses pemampatan ini dicirikan dengan bentuk hubungan butir melengkung dan sangat jarang bergerigi, yang terjadi pada batugamping *packstone*. Ciri proses pemampatan yang lain adalah pola pengarah butiran karbonat pada *bindstone*, khususnya pada komponen kepingan koral memanjang (Gambar 12), sehingga matriks lumpur karbonat tampak terlihat sangat padat dan beberapa bagian koral tersebut tampak berhubungan bergerigi. Kenampakan ini mencerminkan proses diagenesis dari lingkungan penimbunan (Railsback (2002).

Peretakan

Retakan, kekar tektonik dan beberapa sesar mikro hadir pada beberapa percontoh batugamping. Retakan batuan lebih banyak terjadi sebagai kegiatan biota tumbuh-tumbuhan di permukaan sekarang ini, dengan rongga telah terisi kembali oleh mineral lempung autigenik. Kekar tektonik hadir berupa kekar rambut yang memotong butiran dan

material lainnya (Gambar 14). Rongga kekar tersebut sebagian besar telah terisi oleh semen karbonat dari lingkungan meteorik freatik dengan struktur *blocky mosaic* hingga *drussy mosaic* anhedral berukuran hablur sangat halus hingga sedang.

Pelarutan

Proses pelarutan batugamping Formasi Baturaja pada umumnya berlangsung di lingkungan meteorik vadose. Rekaman proses pelarutan, yang sebagian besar merupakan pelarutan tanpa seleksi kemas, dijumpai pada hampir semua percontoh batuan yang diambil, meskipun berintensitas rendah. Proses pelarutan yang terjadi merupakan pelarutan tanpa seleksi kemas. Hasil proses pelarutan tersebut adalah keporian sekunder jenis gerowong. Ukuran keporian yang dijumpai pada umumnya halus dan belum berhubungan antar sesamanya yang membentuk jenis keporian saluran. Beberapa rongga hasil pelarutan ini sebagian terisi kembali oleh ortosparit lingkungan meteorik, yang kadang bercampur dengan oksida besi dan mineral lempung autigenik.

Pembahasan

Mengacu kondisi geologi regional Indonesia bagian barat, dapat dikatakan bahwa batuan alas batugamping adalah batuan piroklastika gunungapi mengindikasikan bahwa lintasan penelitian pada awalnya berada di lingkungan busur gunungapi (Gafoer dr., 1993). Diawali dengan bentukan terban (*graben*) dan pensesaran utama di Cekungan Sumatera Selatan kala Miosen Awal (Hamilton, 1979; Hutchinson, 1996; Bishop, 2001), maka terbentuklah *pull-apart basin* Sumatera (Indranadi dr., 2012). Kedudukan batugamping di daerah penelitian diduga diendapkan di busur belakang gunungapi Tersier Sumatera. Runtunan stratigrafi batugamping Formasi Baturaja di lintasan penelitian secara umum berada di fasies cekungan lokal terumbu belakang. Adanya proses genang laut mengakibatkan lingkungan bergeser menjadi fasies bangunan terumbu di tepi paparan karbonat, sayap terumbu hingga beberapa saat menjadi endapan runtunan terumbu depan. Namun demikian, keadaan ini segera diikuti oleh proses susut laut yang mengakibatkan lingkungan pengendapan menjadi stabil di fasies cekungan lokal terumbu belakang, hingga pengendapan Formasi Baturaja di lintasan penelitian berakhir. Pola perkembangan lingkungan pengendapan batugamping Formasi Baturaja yang

diawali dengan fase genanglaut dan diakhiri susut laut ini juga terjadi di lintasan Air Napalan (sebelah selatan lintasan penelitian; Maryanto, 2005), dan bahkan jauh ke wilayah selatan Pegunungan Garba (Maryanto, 2008). Selanjutnya, Formasi Baturaja tertindih selaras oleh batuan silisiklastika laut dangkal non-karbonat Tersier dan batuan gunungapi Kuartar. Keadaan genang laut maksimum pada Miosen Awal ini agak berbeda dengan apa yang dinyatakan oleh Bishop (2001) yang menyebutkan bahwa genang laut maksimum terjadi pada Miosen Tengah saat pengendapan Formasi Gumai.

Sebagai konsekuensi umur Miosen Awal, Formasi Baturaja tentu telah mengalami proses diagenesis. Proses diagenesis yang berpengaruh terhadap batugamping Formasi Baturaja telah berlangsung segera sesudah batuan terendapkan hingga batuan tersingkap di permukaan sekarang ini. Proses diagenesis yang satu berlangsung bersamaan atau menyusul mengikuti proses diagenesis lainnya (Maryanto, 2012). Proses diagenesis yang terekam di dalam pengujian petrografi terlihat hampir sama pada batugamping Formasi Baturaja di lain lintasan penelitian (Maryanto, 2007)

Bioturbasi merupakan proses diagenesis awal yang terjadi pada batugamping Formasi Baturaja, ditandai dengan beberapa bentuk pemboran organisme pada beberapa fosil. Proses berikutnya adalah penyemenan pada lingkungan laut hingga penimbunan (*marine-burial* diagenesis; Melim drr., 2001; Ramadan drr., 2004), meskipun kenampakannya kurang teramati dengan baik karena telah rusak atau terganti oleh penyemenan berikutnya. Proses penyemenan paling banyak terjadi pada saat batuan terangkat ke permukaan, yaitu di lingkungan meteorik freatik (James, 1991), sehingga nilai keporian batuan berkurang cukup nyata. Beberapa proses diagenesis yang mengikuti penyemenan di lingkungan meteorik freatik ini antara lain peretakan dan pelarutan. Meskipun nilai keporian batuan kecil, khususnya pada singkapan di permukaan, akan tetapi, masih dapat diharapkan bahwa di bawah permukaan batugamping Formasi Baturaja masih mempunyai nilai keporian yang cukup nyata dan dapat berfungsi sebagai batuan waduk.

Proses penggantian terekam pada beberapa fosil, khususnya fosil moluska, terjadi segera sesudah pengendapan batuan tanpa melalui fase pelarutan, yang menyisakan struktur dalam fosil moluska. Penggantian fosil masih berlanjut menjadi proses

penghablurulan yang merusak struktur dalam fosil. Penghablurulan yang terjadi di dalam batugamping Formasi Baturaja terjadi hanya pada komponen butiran karbonat atau dikenal sebagai penghablurulan dengan seleksi kemas (*fabric selective recrystallization*; Moore, 1997), yang terjadi pada fase diagenesis penimbunan dangkal (*shallow burial diagenesis*; Smith & Simo, 1997).

Pada fase diagenesis penimbunan tersebut di atas juga mengakibatkan pemampatan batuan, dan berakhir pada saat batuan tersingkap. Proses pengekar dan pensesaran mikro akibat tektonik yang diikuti pengangkatan formasi masih terekam di beberapa percontoh batuan. Rongga retakan, kekar dan sesar mikro tersebut segera diisi oleh semen karbonat dari lingkungan meteorik freatik. Proses pelarutan paska pengangkatan pada zona meteorik pada fase diagenesis penyingkapan batuan adalah pembentukan keporian tipe gerowong pelarutan (vuggy; Moore, 1997), akan tetapi tidak berpengaruh pada nilai keporian batuan yang masih berada di bawah permukaan.

Kesimpulan

- Runtunan batuan yang dijumpai di lintasan Air Kiti, Ogan Komering Ulu, Sumatera Selatan kebanyakan adalah batugamping bioklastika halus hingga sangat kasar berlapis yang menyusun Formasi Baturaja, menindih selaras Formasi Talangakar, serta ditindih selaras oleh Formasi Gumai. Pengujian petrografi memperlihatkan beberapa jenis batugamping, meliputi *mudstone*, *wackestone*, *packstone*, *floatstone*, *rudstone*, *bafflestone*, dan *bindstone*.
- Batugamping Formasi Baturaja tersebut awalnya terendapkan di cekungan lokal terumbu belakang. Adanya proses genang laut mengakibatkan lingkungan bergeser menjadi fasies bangunan terumbu di tepi paparan karbonat, sayap terumbu hingga beberapa saat menjadi endapan runtunan terumbu depan. Proses susut laut mengakibatkan lingkungan pengendapan menjadi stabil di cekungan lokal terumbu belakang, hingga pengendapan Formasi Baturaja berakhir.
- Rekaman proses diagenesis yang terawetkan pada batugamping itu, meliputi bioturbasi, penyemenan, neomorfisme, pemikritan, pemampatan, peretakan, dan pelarutan. Proses

diagenesis tersebut telah berlangsung segera sesudah batuan terendapkan hingga batuan tersingkap di permukaan sekarang ini. Proses diagenesis yang satu berlangsung bersamaan atau menyusul mengikuti proses diagenesis lainnya.

Ucapan Terima Kasih

Terima kasih yang tulus diucapkan kepada Sdr. Heriyanto dan Sdr. Herwin Syah selaku teknisi laboratorium atas batuan pemotretan sayatan pipih dan pendigitan gambar. Ucapan terima kasih juga disampaikan kepada Ir. Rachmansjah dan Ir. Alexander Limbong yang telah membantu penulis di dalam pengambilan data di lapangan.

Acuan

- Andreeva, P., 2008. Microfacies analysis of Middle Devonian (Eifelian) carbonate rocks from deep wells in North-Eastern Bulgaria (preliminary results). *Geologie Sedimentologie* 61:1309-1314.
- Bathurst, R.G.C., 1975. *Carbonate sediments and their diagenesis, second enlarged edition*. Elsevier Scientific Publishing Company, New York, Amsterdam, Oxford, 658 p.
- Bishop, M.G., 2001. *South Sumatra basin province, Indonesia: The Lahat/Talangakar Cenozoic total petroleum system*. USGS open file report 99-50-S2001.
- Choquette P.W. and Pray, L.W., 1970. Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 54: 207-50.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E. Ham (ed). Classification of carbonate rocks. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1: 108-121.
- Embry, A.F. and Klovan, J.E., 1971. A Late Devonian reef tract on north-eastern Banks Island, north west territory. *Can. Petrol. Geol. Bull.* 19: 730-781.
- Flügel, E., 1982. *Microfacies analysis of limestones*. Springer-Verlag Inc., Berlin, Heidelberg, New York, 633 p.
- Folk, R.L., 1962. Spectral subdivisions of limestone types. In: W.E. Ham (ed). Classification of carbonate rocks. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1: 62-85.
- Gafoer, S., Amin, T.C., dan Pardede, R., 1993. *Peta geologi lembar Baturaja, Sumatera, skala 1 : 250.000*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Gafoer, S., Amin, T.C., dan Poernomo, J., 1986. *Peta geologi lembar Lahat, Sumatera, skala 1 : 250.000*, Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi, Bandung.
- Gregg, J.M., 2005. Photographic gallery of carbonate petrology. Via < http://web.umn.edu/~greggjay/Carbonate_Page/photogal.html > (27/2/2006).
- Hamilton, W., 1979. *Tectonics of the Indonesia region*. USGS Prof. Paper 1078, 345p.
- Harzhauser, M. and Piller, W.E., 2009. Molluscs as a major part of subtropical shallow-water carbonate production – an example from a Middle Miocene oolite shoal (Upper Serravallian, Austria). *Int. Assoc. Sed. Spec. Publ.* 42: 185-200.
- Hutchinson, C.S., 1996. *South-east Asian oil, gas, coal and mineral deposits*. Clarendon Press, Oxford.
- Indranadi, V.B., Prasetyadi, C., and Toha, B., 2012. Yogyakarta pull-apart basin. geology of Indonesia, stratigraphic column geology of Java, Sumatera, Kalimantan, Sulawesi and Papua. <http://ilmugeologi.com/2012/08/yogyakarta-pull-apart-basin.html> <10-03-2013>
- James, N.P., 1991. *Diagenesis of carbonate sediments, notes to accompany a short course*. Geol. Soc. Austr., 101 p.
- Jones, B. and Desrochers, A., 1992. Shallow platform carbonates. In Walker, R.G. and James, N.P. (eds), Facies models, response to sea level change. *Geol. Assoc. Can. Bull.* : 277 - 301.
- Kindler, P. and Hearty, P.J., 1996. Carbonate petrography as an indicator of climate and sea-level changes: New

- data from Bahamian Quaternary units. *Sedimentologi* 43: 381-399.
- Limbong, A., Maryanto, S., Heryanto, R., Wiryosujono, A., dan Riyadi., 2004. Penelitian batuan karbonat Sumatera Selatan. Proyek Penelitian Geologi Sumberdaya Energi dan Mineral, Tahun Anggaran 2004, Puslitbang Geologi Bandung (tidak terbit).
- Longman, M.W., 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *AAPG Bull.* 64: 461-487.
- Maryanto, S., 2012. Limestone diagenetic records based on petrographic data of Sentolo Formation at Hargorejo traverse, Kokap, Kulonprogo. *J. Geol. Indon.* 7: 87-99.
- Maryanto, S., 2008. Hubungan antarkomponen mikrofasies lereng terumbu dan cekungan lokal terumbu belakang batugamping bioklastika Formasi Baturaja di daerah sekitar Muaradua, Sumatera Selatan. *J.S.D Geol.* 18: 107-120.
- Maryanto, S., 2007. Petrografi dan proses diagenesis batugamping Formasi Baturaja di lintasan Air Saka, OKU Selatan, Sumatera Selatan. *J.S.D Geol.* 17: 13-31.
- Maryanto, S., 2005. Sedimentologi batuan karbonat Tersier Formasi Baturaja di lintasan Air Napalan, Baturaja, Sumatera Selatan. *J. S. Daya Geol.* 5: 83-101.
- Melim, L.A., Swart, P.K., and Maliva, R.G., 2001. Meteoric and marine-burial diagenesis in the subsurface of Great Bahama bank. *SEPM Spec. Publ.* 70: 137-161.
- Moore, C.H., 1997. Carbonate diagenesis and porosity. *Developments in sedimentology* 46. *Elsevier Science B.V.*, 338 p.
- Omana, L. and Alencaster, G., 2009. Lower Aptian shallow-water benthic foraminiferal assemblage from the Chilacachapa range in the Guerrero-Morelos Platform, south Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26: 575-586.
- Railsback, L.B., 2002. An Atlas of pressure dissolution features. Via: < <http://www.gly.uga.edu/railsback/PDFIndex1.html> > (20/02/2006).
- Ramadan, K.A.Al., Hussain, M., Imam, B., and Saner, S., 2004. Lithologic characteristics and diagenesis of the Devonian Jauf sandstone at Ghawar Field, Eastern Saudi Arabia. *Mar. & Petrol. Geol.* 21: 1221-1234
- Read, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. *Am Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 69: 1-21.
- Schlager, W. and Reijmer, J.J.G., 2009. Carbonate platform slopes of the Alpine Triassic and the Neogene - a comparison. *Austr. J. Earth Sci.* 102: 4-14.
- Smith, G.L. and Simo, J.A., 1997. *Carbonate diagenesis and dolomitization of the Lower Ordovician Prairie Du Chien group.* *Geoscience Wincosin* 16: 1-16.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. *Carbonate sedimentology.* Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, Edinburg, Cambridge, 482 p.
- Ulmer-Scholle and Mosley, 2000. Sedimentary petrography. *Geology* 424/524. Via: < <http://www.ees.nmt.edu/Geol/classes/geol524/homepage.html> > (20/02/2006).
- Wilson, J.L. 1975. *Carbonate facies in geologic history.* Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 471 p.

JGSM