

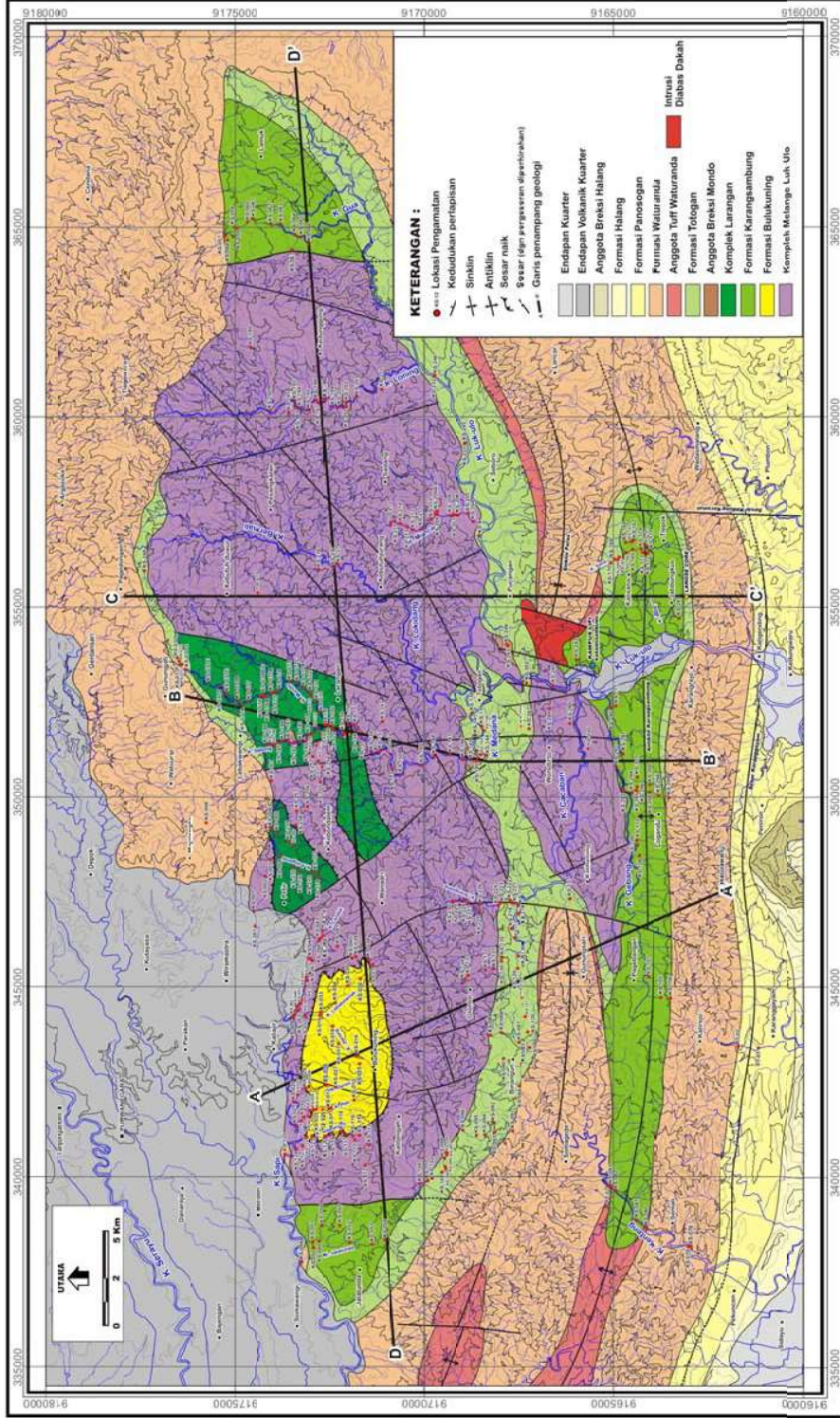
BAB II

GEOLOGI REGIONAL

II.1. Geologi Regional Daerah Karangsambung

Karangsambung terletak kurang lebih 20 km di utara Kota Kebumen, Jawa Tengah. Formasi batuan tertua yang mendasari cekungan ini tersingkap di daerah Luk Ulo yang merupakan inti dari Pegunungan Serayu. Pegunungan ini secara fisiografi dimasukkan ke dalam lajur tengah (*central zone*) dari penggolongan fisiografi Pulau Jawa yang membentuk suatu pemisah antara daerah aliran Sungai Serayu di utara dan daerah aliran sungai-sungai yang bermuara di Samudera Hindia (Pannekoek, 1944 dalam Suparka, 1988).

Karangsambung merupakan salah satu dari tiga tempat tersingkapnya batuan pra-Tersier di Jawa, yaitu Ciletuh, Jawa Barat dan di Bayat, Pegunungan Jiwo, Jawa Tengah. Himpunan batuan yang tersingkap di daerah tersebut ditafsirkan akibat penunjaman Lempeng Samudera Hindia ke bawah Lempeng Benua Eurasia pada umur Kapur Atas hingga Paleosen (Asikin, 1974). Studi geologi, stratigrafi dan tektonik daerah ini telah dilakukan oleh beberapa peneliti antara lain Harloff (1933), Tjia (1966) dalam Suparka (1988), Asikin (1974), Suparka (1988), Wakita, dkk. (1994), Harsolumakso (1996), Yuwono (1997), dan Prasetyadi (2007). Dari beberapa penulis tersebut telah dibuat urutan stratigrafi daerah Luk Ulo yang dapat dilihat pada tabel II.1. Dua arah struktur utama mendominasi daerah Luk Ulo. Yaitu struktur berarah Timur-Timurlaut – Barat-Baratdaya terutama terdapat pada batuan berumur pra-Tersier dan struktur berarah Timur – Barat yang melibatkan batuan Tersier berupa lipatan dengan maksimum perlipatan pada poros dimana batuan berumur pra-Tersier tersingkap. Tektonik terakhir pada Plio-Pleistosen yang dianggap mempengaruhi struktur di daerah ini juga menghasilkan struktur yang berarah Utara - Selatan (Harsolumakso, 1996). Peta geologi regional menurut Prasetyadi (2007) dapat dilihat pada gambar II.1 dan penjelasan stratigrafi daerah Luk Ulo mulai dari umur tertua hingga termuda dapat dilihat pada penjelasan di bawah ini.



Gambar II.1. Peta Geologi Karangsambung (Prasetyadi, 2007)

Tabel II.1.1. Stratigrafi Daerah Penelitian (Harloff, 1933., Tjia, 1966., Asikin, 1974., Suparka, 1988., dan Prasetyadi, 2007)

UMUR		Harloff (1933)	Tjia (1966)	Asikin (1974)	Suparka (1988)	Prasetyadi (2007)	
KUARTER	Holosen	Aluvium dan teras sungai	Aluvium dan teras sungai			Endapan Kuarter	
	Pleistosen		Breksi Lembah Serayu			Anggola Breksi Halang Formasi Halang	
TERTIER	Pliosen		Unit Breksi III dan lapisan dasar Breksi III	Formasi Panosogan	Panosogan	Formasi Penosogan	
	Miosen A - B	Sarmatian	Horison Breksi III dan lapisan dasar Breksi III	OROGENESA			
		Vindobonian	Batugamping Karangbolong Horison Napal - Tufa III	Unit Napal - tufaan II Unit Breksi II dan Diabas	Formasi Waturanda	Waturanda	Formasi Waturanda
	Oligosen		Horison Breksi II			Anggola Tuf Waturanda	
	Eosen		Horison Napal - Tufa II Horison Breksi I	Unit Napal - tufaan II Unit Breksi I Unit Napal - tufaan I	Formasi Totogan	Formasi Totogan	
Paleosen		Breksi Andesit tua Karangbolong		Formasi Totogan Formasi Karangsembung		Komples Larangan KOMPLES KARANGSEMBUNG	
	KAPUR	"Eocene"	Sedimen Eocene	Volcanic Member Banjarsari Member	KOMPLES OLISTOSTROM		
JURA		Lempeng serpih dengan lensa batugamping yang mengandung <i>Orbitolina</i>	Unit tufit-tufit dan batugamping Unit batugamping <i>Orbitolina</i> Unit Gabro, lava bantal.	Melange Luh Ulo	Laur Transisi	Komplek Melange Luk Ulo	
	TRIAS	Serpit, filit, kwarsit, greywacke, tufit batugamping rijang dengan radiolaria serta batugamping marmar	Unit filit				
PERM		Sekis kristalin, paragenes serta batuan glaukofan	Unit "quartzfeldspathic rocks" dan sekis mika, gneiss serta marmar				

II.1.1. Kompleks Melange Luk Ulo

Kompleks Melange Luk Ulo merupakan satuan batuan berumur pra-Tersier di daerah Luk Ulo yang merupakan batuan tertua dan sebagai batuan dasar di daerah ini. Kompleks Melange Luk Ulo dibentuk dari hasil penunjaman Lempeng Samudera Hindia ke bawah Lempeng Benua Eurasia pada umur Kapur Atas hingga Paleosen (Asikin, 1974). Masih dari penulis yang sama, kompleks tersebut terbentuk dari satuan batuan yang tercampur secara tektonik yang mempunyai sifat tergerus dari batuan sedimen, ofiolit dan batuan metamorfik. Kenampakan umum yang dijumpai di lapangan adalah rekahan gerus dengan permukaan berupa cermin sesar dengan blok batuan dari tempat tersebut maupun yang berasal dari tempat lain berukuran ratusan meter hingga dapat terpetakan mengambang dalam massa dasar yang lebih halus terdiri dari lempung abu-abu gelap yang mempunyai sifat tergerus (*sheared*). Komponen batuan dalam Kompleks Melange Luk Ulo dapat dibagi menjadi dua jenis yaitu unit batuan yang berasosiasi dengan metamorf dan metasedimen dan unit batuan ofiolit.

Unit batuan metasedimen dan metamorf ditandai dengan kehadiran graywacke, baturijang, batugamping, lava basalt, sekis, filit, sekisbiru, dan eklogit yang tertanam dalam lempung terkersikkan dan lempung hitam (Asikin, 1974). Penentuan umur berdasarkan fauna oleh Asikin (1974) menunjukkan umur Kapur Bawah hingga Eosen Bawah sementara penentuan umur oleh Wakita, dkk. (1994) pada radiolaria menghasilkan umur Kapur Awal – Kapur Akhir. Penentuan umur juga dilakukan oleh Ketner, dkk. (1976) dalam Suparka (1988), dengan metode *fission track* terhadap mineral zirkon pada bongkah kuarsa porfiri yang menunjukkan umur 65 juta tahun atau batas Kapur Akhir dan Paleosen. Penentuan umur oleh Ketner, dkk. (1976) dalam Suparka (1988) juga dilakukan pada sekis mika dengan metode K-Ar menghasilkan umur 117 ± 1.1 juta tahun serta pada filit dengan metode Rb-Sr menghasilkan umur 85 juta tahun. Suparka (1988) dalam penelitiannya juga melakukan perhitungan umur dengan metode K-Ar terhadap sekis mika menghasilkan umur 101.71 ± 5.09 juta tahun. Dari data tersebut dapat disimpulkan bahwa Kompleks Melange Luk Ulo mempunyai kisaran umur Kapur Akhir hingga Paleosen.

Unit Ofiolit di daerah Karangsambung secara khusus telah diteliti oleh Suparka (1988). Unit ofiolit ini ditandai dengan kehadiran himpunan batuan harsburgit yang telah mengalami serpentinisasi, serpentinit, lersolit, gabro (kumulat dan non kumulat), diabas dan basalt yang berstruktur bantal. Keberadaan singkapan batuan ofiolit di lapangan menunjukkan gejala deformasi yang kuat dan batas antar batumannya merupakan sesar-sesar sungkup. Analisis petrografi dan kimia (unsur utama, unsur jejak dan unsur tanah langka) yang dilakukan oleh Suparka (1988) menunjukkan bahwa himpunan batuan tersebut kogenetis berasal dari magma yang berkomporsi toleiiit dan serupa dengan basalt dari punggung tengah samudera tipe-N. Pentarikan umur Radiometri menghasilkan umur 85.03 ± 4.25 juta tahun dan 81.26 ± 4.06 juta tahun (Suparka, 1988, Suparka dan Soeria-Atmadja, 1991) atau Kapur Akhir. Unit ofiolit juga telah mengalami metamorfosa derajat rendah pada fasies zeolit, sekis hijau, dan fasies amfibolit. Suparka (1988) menjelaskan kehadiran ofiolit di Karangsambung Utara melalui model geologi sebagai akibat naiknya kepingan-kepingan punggung tengah samudera yang merupakan bagian dari kerak Samudera Hindia ke atas tepian kerak Benua Eurasia pada akhir proses penunjaman. Proses penempatan terjadi sekitar umur Kapur Akhir hingga Tersier Awal atau Paleosen (90-70 juta tahun).

II.1.2. Formasi Karangsambung

Formasi Karangsambung terdiri atas lempung berwarna abu-abu sampai kehitaman yang memperlihatkan struktur bersisik (*scaly clay*) yang dianggap sebagai massa dasar atau matriks. Di dalamnya dijumpai lensa-lensa atau fragmen-fragmen batugamping *nummulites*, konglomerat polimik serta batupasir berlapis dengan ukuran beberapa puluh sentimeter hingga beberapa puluh meter. Asikin (1974) memasukkan fasies vulkanik pada formasi ini sebagai Anggota Banjarsari di bagian atas dari Formasi Karangsambung. Prasetyadi, dkk. (1996) dan Prasetyadi (2007) menegaskan mengenai kehadiran dua anggota baru dari Formasi Karangsambung yaitu meta sedimen Bulukuning yang berumur Eosen Awal dan Kompleks Melange Larangan dengan umur Eosen Tengah-Akhir.

Didasarkan pada struktur di lapangan seperti kenampakan bersisik pada matriks lempung dan bentuk fragmen-fragmennya, maka Formasi Karangsambung ditafsirkan sebagai endapan olisostrom yang pengendapannya akibat lengseran di bawah permukaan air dalam volume yang besar (Asikin, 1974). Harsolumakso dan Noeradi (1996) dalam penelitiannya menyimpulkan bahwa Formasi Karangsambung merupakan produk hasil sedimentasi yang dipengaruhi gejala pelengseran yang melibatkan material dari tepi cekungan yang kemudian mengalami deformasi akibat tektonik anjak (*thrust fault*). Deformasi tersebut diduga berlangsung kala Oligo-Miosen hingga Miosen Awal. Rekonstruksi struktur yang dilakukan oleh Harsolumakso dan Noeradi (1996) menghasilkan asumsi bahwa deformasi yang terjadi menghasilkan suatu sistem anjakan dengan arah tektonik Selatan-Tenggara. Kontak antara Formasi Karangsambung dengan Kompleks Melange Luk Ulo berupa sesar anjak (Harsolumakso dan Noeradi, 1996., Asikin, 1974).

Penentuan umur berdasarkan fauna pada formasi ini oleh Asikin (1974) menghasilkan umur Eosen Tengah – Atas. Perhitungan umur yang dilakukan oleh Paltrinieri, dkk. (1976) pada foram besar dan planktonik batugamping Jatibungkus menghasilkan umur Eosen Tengah – Oligosen Awal. Kapid dan Harsolumakso (1996) melakukan studi nannoplankton pada Formasi Karangsambung yang menghasilkan umur berkisar Eosen Tengah hingga Eosen Akhir.

II.1.3. Formasi Totogan

Suparka (1988) dalam penelitiannya menjelaskan bahwa Formasi Totogan mempunyai ciri-ciri litologi yang hampir serupa dengan Formasi Karangsambung yaitu terdiri dari lempung bersisik berwarna abu-abu sampai ungu kemerahan. Didasarkan pada ciri-ciri litologinya di lapangan, formasi ini dikelompokkan menjadi tiga satuan yaitu dari bawah ke atas berturut-turut satuan breksi lempung (didominasi fragmen lempung), satuan lempung serpihan, dan satuan breksi terdiri dari fragmen-fragmen basalt (dominan), batugamping nummulites, batupasir dan konglomerat. Pada bagian atas terdapat perubahan yang berangsur dengan makin

seringnya dijumpai sisipan batupasir tufan berlapis baik. Seperti halnya dengan formasi sebelumnya, Formasi Totogan ditafsirkan sebagai endapan olisostrom.

Kehadiran batuan vulkanik pada formasi ini berupa batuan beku basaltik dengan singkapan utama di sekitar Desa Dakah dan Gunung Parang berupa batuan diabas. Batuan beku basaltik lain yang terdapat pada formasi ini adalah basalt dan lava bantal. Batuan basaltik dengan tekstur diabasik dan lava bantal ditemukan pada lokasi yang berdekatan, walaupun belum pernah keduanya dijumpai dalam satu tubuh batuan yang sama (Harsolumakso, 1996). Singkapan yang menyolok adalah Gunung Bujil dan bukit di sebelah timur lautnya. Harsolumakso (1996) berdasarkan pengamatan lapangan menyatakan bahwa kedudukan batuan basaltik ini seolah konkordan terhadap batulempung di sekitarnya dan masih menjadi pertanyaan apakah batuan ini masih menjadi kesatuan di dalam satuan breksi lempung. Kamtono (1995) dalam studi geofisikanya menyatakan bahwa batuan diabas Gunung Parang dan Trenggulun merupakan satu kesatuan dan merupakan sebuah intrusi (Gambar 4). Yuwono (1997) menyatakan bahwa kehadiran batuan vulkanik tersebut merupakan sebuah intrusi dengan pusat di sekitar Desa Dakah produk dari penunjaman Paleosen pada waktu terhentinya penunjaman sebelumnya pada pra-Tersier. Afinitas batuan dari hasil analisis kimia batuan menunjukkan toleitik busur kepulauan (Soeria-Atmadja, 1991., Yuwono, 1997). Asikin (1974) menyatakan kemungkinan kelompok batuan vulkanik merupakan lempengan yang disesarkan ke atas melalui sesar sisik dan merupakan bagian dari muka anjakan (*thrust sheet*) yang melibatkan deformasi pada Formasi Karangsambung dan Totogan. Dalam kolom stratigrafinya, Asikin (1994) memasukkan batuan vulkanik ini sebagai Anggota Vulkanik dari Formasi Totogan.

Kamtono (1995) dalam studi geofisikanya di daerah Karangsambung mengatakan bahwa kontak antara Formasi Karangsambung dengan Formasi Totogan adalah menjari. Kapid dan Harsolumakso (1996) menyatakan bahwa kontak antara Formasi Karangsambung dan Totogan secara litologi berupa perubahan gradual secara lateral. Harsolumakso (1996) menyatakan bahwa Formasi Totogan relatif

berada di atas Formasi Karangsembung dan ketebalannya menipis dari Utara ke Selatan.

Umur dari formasi ini berdasarkan kandungan foraminifera menunjukkan umur Oligosen hingga Miosen Bawah (Asikin, 1974). Kapid dan Harsolumakso (1996) dalam studi nannoplanktonnya menyatakan bahwa umur dari Formasi Totogan dari Eosen Akhir-Oligosen hingga Oligosen-Miosen Awal. Pentarikan umur radiometri K-Ar pada tiga sampel batuan vulkanik oleh Soeria-Atmadja (1991) menghasilkan umur 39.86 ± 3.31 juta tahun, 37.55 ± 1.96 juta tahun, dan 26.52 ± 1.93 juta tahun atau dapat dikelompokkan menjadi Eosen Akhir-Oligosen hingga Oligosen-Miosen Awal.

II.1.4. Formasi Waturanda

Formasi Waturanda secara selaras berada di atas Formasi Totogan yang terdiri dari perulangan perlapisan breksi dan batupasir graywacke. Breksi umumnya terdiri dari batuan vulkanik andesitik dengan sifat dan ukuran yang beragam dari kerikil sampai bongkah dengan massa dasar batupasir kasar. Lensa batugamping mengandung koral mengindikasikan lingkungan laut dangkal (Lunt, dkk., 1998). Struktur sedimen yang berkembang adalah perlapisan bersusun dengan beberapa interval terbalik dan laminasi sejajar yang merupakan ciri endapan turbidit. Lunt, dkk. (1998) menyatakan bahwa bagian bawah dari Formasi Waturanda menjemari dengan Formasi Totogan pada lapisan breksi pertama (*first breccia horizon*). Perubahan geometri pengendapan dari Formasi Totogan ke Formasi Waturanda diperkirakan akibat pengangkatan diikuti perkembangan intrusi Formasi Andesit Tua pada Oligosen. Formasi Waturanda mempunyai umur Miosen Akhir – Miosen Tengah (Asikin, 1974). Formasi Waturanda ditumpangi secara selaras oleh Formasi Penosogan yang terdiri dari perselingan napal dan batupasir gampingan (Asikin dkk., 1992).

II.1.5. Formasi Penosogan

Formasi ini terletak selaras di atas Formasi Waturanda, terdiri dari perselingan batupasir – batulempung, kalkarenit, napal tufan dan tuff. Formasi Penosogan

didominasi oleh batulempung tufaan berwarna putih dan napal dengan batupasir tufaan dengan perlapisan yang menunjukkan proses turbidit (Lunt, dkk., 1998).

Bagian bawah dari formasi ini dicirikan oleh perlapisan batulempung dan batupasir dengan suksesi kearah atas menunjukkan kandungan karbonat yang makin tinggi. Perlapisannya menunjukkan menghalus kearah atas menjadi batulanau tufaan. Struktur sedimen yang berkembang pada bagian ini adalah perlapisan normal, laminasi sejajar dan laminasi bersilang.

Bagian tengah terdiri dari perlapisan napal dan batulanau tufaan dengan sisipan tipis kalkarenit. Struktur sedimen berupa sekuen Bouma dengan perlapisan normal, laminasi sejajar, konvolut, laminasi bersilang dan *flutecast* yang berkembang baik pada kalkarenit. Suksesi kearah atas dari bagian ini menunjukkan sifat gampingan dengan ukuran yang halus berupa napal dan tuff. Umur dari formasi ini berdasarkan kandungan foraminifera menunjukkan umur Miosen Tengah (Kadar, 1986 dalam Lunt, dkk., 1998).

II.1.6. Formasi Halang

Formasi ini terdiri dari perselingan tuff halus dan napal dengan sisipan lapisan breksi. Perbedaannya dengan Formasi Waturanda dicirikan oleh komposisi fragmen vulkanik yang lebih bersifat basaltik.

Bagian bawah dari satuan ini didominasi oleh breksi dengan sisipan batupasir dan napal. Suksesi kearah atas dari bagian ini menunjukkan intensifnya sisipan batupasir yang berselingan dengan napal dan batulempung dan sisipan tuff. Umur dari formasi ini dari kandungan foraminifera napal pada bagian bawah menunjukkan umur Miosen Tengah hingga Miosen Akhir dan pada bagian atas menunjukkan Miosen Akhir hingga Pliosen Awal (Kadar, 1986 dalam Lunt, dkk., 1998).

II.2. Vulkanisme Tersier Pulau Jawa

Penunjaman lempeng Samudera Hindia di bawah lempeng Benua Eurasia yang membentuk busur Sunda dimulai pada Eosen Awal yang berlangsung hingga saat ini berdasarkan rekonstruksi geodinamik (Katili, 1975., Hamilton, 1979., dan Hall, 1997). Pulau Jawa merupakan pulau dengan tatanan geologi yang mencerminkan hasil dari proses magmatisme dan penunjaman tersebut. Produk vulkanisme Tersier di Pulau Jawa sebagian besar secara stratigrafi telah tertutupi oleh produk vulkanisme Kuartar sehingga singkapan yang baik dan segar cukup sulit untuk didapatkan.

Produk vulkanisme tersier tertua di Pulau Jawa berupa fragmen lava kalk-alkalin dalam formasi batuan melange di daerah Karangsambung dengan umur Kapur Akhir – Eosen (Suparka, 1988., Suparka dan Soeria Atmadja, 1991). Produk vulkanisme termuda berupa batuan vulkanik kalk-alkalin mempunyai umur Oligosen – Miosen (van Bemmelen, 1949) yang umumnya disebut dengan Formasi Andesit Tua tersebar di sepanjang pantai selatan Pulau Jawa.

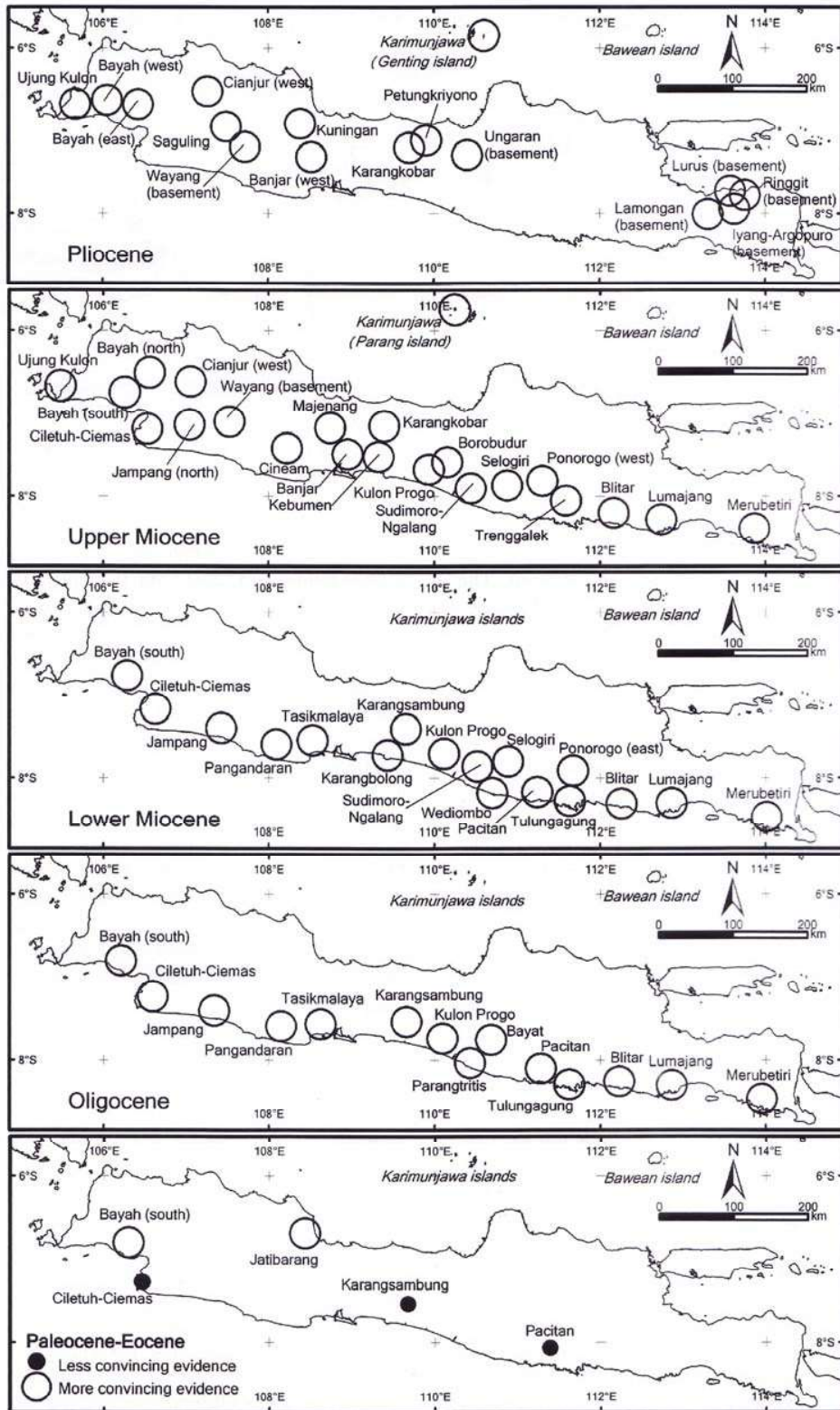
Bellon, dkk (1989) dalam penelitian geokimia dan pentarikan radiometri K-Ar terhadap 19 contoh batuan vulkanik berumur Tersier menghasilkan kesimpulan terdapat dua tahap aktivitas magmatik berumur Tersier di Pulau Jawa. Tahap magmatik pertama terjadi pada Eosen – Miosen Tengah (40 – 19 juta tahun yang lalu). Tahap magmatik kedua terjadi pada umur akhir Miosen Tengah – Pliosen Akhir (11 – 3 juta tahun yang lalu) yang merupakan asal mula dari busur magmatik Sunda saat ini. Kedua tahap tersebut mempunyai karakter terjadi peningkatan kandungan potassium seiring dengan waktu dengan transisi dari kalk-alkalin *low-K* – *medium-K* dan terkadang hingga *K-rich*. Ketidakhadiran data umur batuan pada rentang umur 19 – 12 juta tahun yang lalu diperkirakan karena terhentinya aktivitas subduksi yang berhubungan dengan magmatisme pada Miosen Tengah.

Soeria Atmadja, dkk (1994) melakukan penelitian lanjutan dengan metode yang sama pada 35 contoh batuan vulkanik Tersier di Pulau Jawa. Dalam penelitiannya tersebut disimpulkan terdapat dua periode aktivitas vulkanik yaitu Eosen Akhir – Miosen Tengah (40 – 18 juta tahun yang lalu) dan akhir Miosen Tengah – Pliosen Akhir (12 – 2 juta tahun yang lalu) yang tersingkap sepanjang Pulau Jawa dengan lebar kurang-lebih 60 km. Periode vulkanisme pertama terdapat di Pacitan berupa lava bantal basaltik, retas dengan karakter *Low-K* berafinitas toleiiit busur kepulauan dan blok riolit dengan karakter *med-K* berafinitas toleiiit. Di daerah Bayat berupa retas dan tubuh intrusi basaltik dengan karakter *med-K*. Daerah Parangtritis berupa retas andesit porpiritik dan andesit basaltik dengan karakter *med-K*. Daerah Kulon Progo berupa leher vulkanik, kubah lava dan breksi piroklastik Andesit dengan karakter pengkayaan LREE vs HREE. Daerah Karangsembung berupa retas, sill dan sumbat lava bertekstur doleritik dengan karakter nilai K_2O , Rb, Sr, dan Ba yang rendah berafinitas toleiiit busur kepulauan. Daerah Pangandaran-Cikatomas berupa aliran lava, breksi lahar Basalt porpiritik berafinitas kalk-alkali dan basalt yang berafinitas toleiiit busur kepulauan dengan karakter nilai K_2O , Rb, Sr, Ba, La, Ce, dan Nb yang rendah. Daerah Pelabuhan Ratu – Bayah berupa aliran lava basalt dengan afinitas toleiiitik dan andesitik dengan afinitas kalk-alkali dan intrusi dasit.

Periode vulkanisme kedua terkadang juga menempati daerah yang sama dengan periode vulkanisme pertama. Periode ini dijumpai di daerah Pacitan berupa leher vulkanik andesit porpiritik dengan afinitas kalk-alkalin. Daerah Karangobar berupa lava bantal basalt, retas dan intrusi gabro, retas andesit dan retas basalt dengan afinitas kalk alkalin. Daerah Cilacap berupa sill basalt dan intrusi andesit dengan afinitas kalk-alkalin. Daerah Cianjur berupa kubah lava, leher dan sumbat vulkanik, tubuh intrusi andesit dan dasit dengan karakter kaya akan pottasium berafinitas alkalin atau shosonitik. Daerah lain di Jawa Barat seperti pada batuan dasar dari Gunung Wayang berupa lava andesit piroksen, daerah sebelah barat Cikotok berupa lava basalt berafinitas toleiiit busur kepulauan dengan karakter nilai Nb yang rendah, Gunung Manceuri, kompleks vulkanik Cikotok, dan aliran lava andesit di sebelah barat Pelabuhan Ratu.

Karakter petrologi dari dua periode tersebut bervariasi seiring dengan waktu. Aliran lava pada Eosen Akhir – Miosen Awal berafinitas toleiiit busur kepulauan (Pacitan dan Karangsembung) dengan vulkanik yang kaya akan kandungan potassium (*K-rich*) berafinitas shosonitik terjadi pada akhir dari periode ini pada blok liparitik Pacitan. Pada Tersier Akhir lava basalt toleiiit kembali muncul tetapi dominan seperti periode sebelumnya dan digantikan oleh magmatisme kalk-alkalin medium-K. Kalk-alkalin dengan nilai K yang tinggi umumnya dijumpai pada periode 5 – 2 jtl sehingga batuan vulkanik periode Tersier Akhir lebih kaya akan unsur inkompatibel dibandingkan dengan periode Tersier Awal. Meningkatnya unsur inkompatibel seiring dengan waktu dari periode magmatisme Tersier Awal - Tersier Akhir kemungkinan diakibatkan oleh adanya perubahan pada material penunjaman seperti penambahan suplai sedimen atau meningkatnya unsur inkompatibel pada baji mantel sebagai konsekuensi lamanya periode penunjaman.

Seperti penelitian sebelumnya oleh Bellon, dkk (1989), penelitian Soeria Atmadja (1994) terdapat rentang umur dimana tidak ditemukannya aktivitas vulkanisme pada kurun waktu Tersier yaitu pada umur 18 – 12 juta tahun yang lalu. Soeria Atmadja (1994) menyimpulkan pada rentang umur tersebut terjadi aktivitas geodinamik yang signifikan yaitu pergeseran busur magmatik utama Pulau Jawa karena bagian utara dari Benua Australia (Blok Sula) mengalami kolisi *oblique* dengan tepi benua Eurasia. Penjelasan dari Hall (1997) menegaskan hal yang serupa yaitu pada kurun waktu 20 – 10 juta tahun yang lalu terjadi aktivitas geodinamik yang sangat signifikan yaitu menerusnya pergerakan ke arah utara dari Benua Australia menyebabkan Sundaland mengalami rotasi berlawanan arah jarum jam dan bergabungnya mikrokontinen Benua Australia (Sula) ke dalam Blok Sulawesi.



Gambar II.3. Rekonstruksi pusat vulkanik Tersier (Setijadji, dkk., 2006)

Setijadji, dkk (2006) dalam penelitiannya menjelaskan bahwa dalam kurun Tersier (Oligosen hingga Pliosen), pusat vulkanik di Pulau Jawa didominasi bergeser ke arah utara (posisi belakang busur). Jarak pergeseran meningkat secara relatif di arah timur dengan pusat rotasi di Jawa bagian barat (daerah Bayah) berlawanan arah jarum jam. Busur vulkanik pada kurun Tersier Bawah menempati pantai selatan dari Pulau Jawa dan kemungkinan juga berada di lepas pantai selatan diindikasikan dari tingginya anomali gravitasi. Pada Miosen Atas migrasi pusat vulkanik ke arah utara terjadi secara signifikan di Jawa bagian barat dan tengah tetapi tidak terjadi di Jawa bagian timur. Pergeseran ke arah utara dari pusat vulkanik juga terjadi pada kurun Pliosen dan berhenti setelah Pliosen. Gaya kompresif tektonik horisontal di sepanjang belakang busur Pulau Jawa berhubungan dengan terjadinya migrasi ini dibandingkan dengan gaya vertikal akibat desakan magma. Sesar utama di Jawa bagian tengah mempengaruhi perbedaan pergeseran secara lateral antara Jawa bagian barat dan timur.

Pergeseran ke arah palung terjadi pada kurun Kuartar diikuti dengan adanya magmatisme di belakang busur yang merupakan percampuran antara magma yang berhubungan dengan penunjaman dengan magma yang dihasilkan dari mantel bawah. Pergeseran ini mengakibatkan tertutupnya produk vulkanik Tersier oleh vulkanik Kuartar di Jawa bagian timur dan tengah dan menghilangnya produk vulkanik Pliosen di Jawa bagian timur.

Akmaluddin, dkk (2005) dan Setijadji dan Watanabe (2009) melakukan perhitungan umur pada empat contoh batuan vulkanik Tersier di daerah Jawa Tengah bagian Timur dan Jawa Timur bagian Barat yang belum pernah dilakukan sebelumnya oleh peneliti lain dengan menggunakan metode K-Ar dan Ar-Ar. Sampel tersebut berasal dari daerah Ponorogo berupa dasit hornblende dengan rentang umur 9.6 ± 0.3 jtl, daerah Borobudur berupa dasit hornblende dengan rentang umur $12.4 - 11.4 \pm 0.7$ jtl, daerah Selogiri berupa tuff hornblende dengan rentang umur $12.5 \pm 0.9 - 11.9 \pm 0.7$ jtl, daerah Semin Wonosari berupa andesit basaltik dengan rentang umur 12.33 ± 0.6 jtl dan daerah Wediombo berupa dasit dengan rentang umur 13.22 ± 0.62 jtl (Setijadji dan Watanabe, 2009). Dari hasil

tersebut didapatkan rentang umur utama yaitu Miosen Tengah – Miosen Akhir (13 – 9 juta tahun yang lalu) yang juga menghasilkan deliniasi batas antara produk vulkanisme Tersier dan Kuartar di daerah Jawa Timur bagian Barat tepatnya di Selogiri dan Ponorogo. Vulkanisme Tersier di daerah Selogiri dan Ponorogo tepat berbatasan di Utara dengan produk vulkanisme Kuartar Gunung Lawu dan Gunung Wilis. Diyakini bahwa terbatasnya singkapan batuan dengan umur Pliosen dikarenakan magmatisme yang berlangsung pada rentang umur tersebut menempati daerah yang sama dengan magmatisme yang berlangsung pada kurun waktu Kuartar sehingga sebagian besar singkapan batuan vulkanik pada umur Pliosen telah tertutupi oleh singkapan batuan vulkanik pada umur Kuartar.