

Termokronologi Jejak Belah Apatit

by Edy Sutriyono

Submission date: 03-Mar-2023 11:07AM (UTC+0700)

Submission ID: 2027632661

File name: MOKRONOLOGI_JEJAK_BELAH_APATIT_Teori_dan_Aplikasi_compressed.pdf (1.68M)

Word count: 32033

Character count: 200419

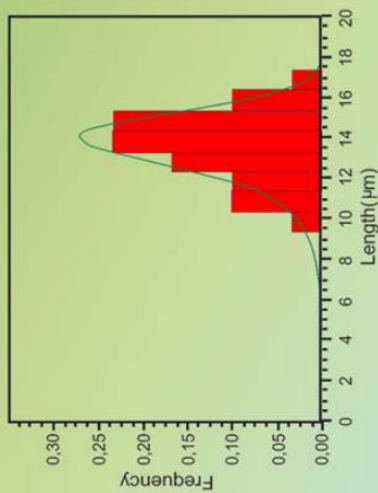
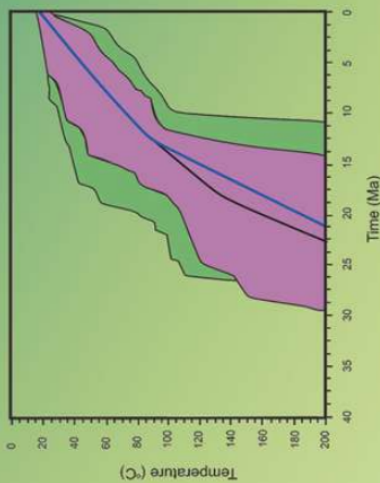
TERMOKRONOLOGI JEJAK BELAH APATIT

TEORI dan APLIKASI



Penulis dilahirkan pada tanggal 26 Desember 1958 di Demak, dan menempuh pendidikan mulai dari jenjang Sekolah Dasar hingga Sekolah Menengah Atas di Bora, Jawa Tengah. Jenjang Pendidikan lebih tinggi (Strata-1) ditempuh di Universitas Pembangunan Nasional "Veteran" Yogyakarta pada tahun 1978. Meniti karir sebagai Dosen bermula di Jurusan Teknik Pertambangan Fakultas Teknik Universitas Sriwijaya pada tahun 1987. Penulis mendapat beasiswa dari pemerintah New Zealand pada tahun 1990 untuk menempuh pendidikan Strata-2, dan memperoleh gelar akademik Master of Science (MSc) dari Waikato University pada tahun 1992. Bidang ilmu yang dilalami dan dilakukan dalam penelitian untuk tesis yaitu "termokronologi dengan analisis fission track".

Selanjutnya, penulis mendapat beasiswa dari pemerintah Australia pada tahun 1995 untuk menempuh jenjang pendidikan Strata-3, dan memperoleh gelar akademik Doctor of Philosophy (PhD) dari La Trobe University pada tahun 2000. Penelitian untuk disertasi mencakup dua bidang kajian, yaitu struktur dan termokronologi. Penulis memperoleh gelar Professor (Guru Besar) pada tahun 2009, selanjutnya merintis bersama-sama dosen dengan latar belakang keilmuan Teknik Geologi untuk membuka Program Studi Teknik Geologi (PSTG) di Fakultas Teknik Universitas Sriwijaya. Alhamdulillah, PSTG telah melaksanakan kegiatan pendidikan sejak tahun 2013.



TERMOKRONOLOGI JEJAK BELAH APATIT Teori dan Aplikasi

Prof. Ir. Edy Sutriyono, MSc. PhD



**TERMOKRONOLOGI
JEJAK BELAH APATIT**
Teori dan Aplikasi

**Ketentuan Hukum Pidana
Undang-Undang Republik Indonesia Nomor 28 Tahun 2014
Tentang Hak Cipta
Pasal 113**

1. Setiap Orang yang dengan tanpa hak melakukan pelanggaran hak ekonomi sebagaimana dimaksud dalam Pasal 9 ayat (1) huruf i untuk Penggunaan Secara Komersial dipidana dengan pidana penjara paling lama **1 (satu) tahun** dan/atau pidana denda paling banyak **Rp100.000.000 (seratus juta rupiah)**.
2. Setiap Orang yang dengan tanpa hak dan/atau tanpa izin Pencipta atau pemegang Hak Cipta melakukan pelanggaran hak ekonomi Pencipta sebagaimana dimaksud dalam Pasal 9 ayat (1) huruf c, huruf d, huruf f, dan/atau huruf h untuk Penggunaan Secara Komersial dipidana dengan pidana penjara paling lama **3 (tiga) tahun** dan/atau pidana denda paling banyak **Rp500.000.000,00 (lima ratus juta rupiah)**.
3. Setiap Orang yang dengan tanpa hak dan/atau tanpa izin Pencipta atau pemegang Hak Cipta melakukan pelanggaran hak ekonomi Pencipta sebagaimana dimaksud dalam Pasal 9 ayat (1) huruf a, huruf b, huruf e, dan/atau huruf g untuk Penggunaan Secara Komersial dipidana dengan pidana penjara paling lama **4 (empat) tahun** dan/atau pidana denda paling banyak **Rp1.000.000.000,00 (satu miliar rupiah)**.
4. Setiap Orang yang memenuhi unsur sebagaimana dimaksud pada ayat (3) yang dilakukan dalam bentuk pembajakan, dipidana dengan pidana penjara paling lama **10 (sepuluh) tahun** dan / atau pidana denda paling banyak **Rp4.000.000.000,00 (empat miliar rupiah)**.

TERMOKRONOLOGI JEJAK BELAH APATIT

Teori dan Aplikasi

Prof.Ir.Edy Sutriyono,MSc.PhD



TERMOKRONOLOGI JEJAK BELAH APATIT

Teori dan Aplikasi

Prof. Ir. Edy Sutriyono, MSC. PhD

11
UPT. Penerbit dan Percetakan
Universitas Sriwijaya 2022
Kampus Unsri Palembang
Jalan Srijaya Negara, Bukit Besar Palembang 30139
Telp. 0711-360969
email : unsri.press@yahoo.com, penerbitunsri@gmail.com
website : www.unsri.unsripress.ac.id

Anggota APPTI No. 005.140.1.6.2021
Anggota IKAPI No. 001/SMS/96

Gambar sampul depan:
Fotograf jejak belah pada mineral apatit
(dari Gleadow, 2002)

11
138 halaman : 15.5 x 23 cm

Hak cipta dilindungi undang-undang.
Dilarang memperbanyak sebagian atau seluruh isi buku ini dalam bentuk apapun, baik secara elektronik maupun mekanik, termasuk memfotokopi, merekam, atau dengan menggunakan sistem penyimpanan lainnya, tanpa izin tertulis dari Penerbit.

Hak Terbit Pada Unsri Press

ISBN : 978-623-399-086-8

KATA PENGANTAR

Studi termokronologi dengan jejak belah (*fission track*) pada mineral merupakan teknik yang relatif baru, tetapi telah berkembang secara pesat dalam implementasinya di bidang geologi, antara lain penanggalan umur absolut, studi batuan sumber (*provenance*), pentarikan stratigrafi, emplasemen endapan bijih, evaluasi sejarah termal dan potensi hidrokarbon, evolusi tektonik, dan perkembangan bentang alam. Analisis jejak belah yang digunakan untuk mempelajari sejarah termal pada kisaran rendah pada umumnya menggunakan mineral apatit yang dipisahkan dari perconto batuan.

Pada prinsipnya, parameter jejak belah (umur dan distribusi panjang) merupakan rekaman paleotemperatur maksimum (T_{maks}) yang pernah mempengaruhi siklus batuan. Jejak belah sangat sensitif atau tidak stabil pada elevasi temperatur antara 60°-110°C. Apabila rumpunan batuan pembawa kristal apatit mengalami pembebanan melalui *deeper burial*, dan terekspos pada elevasi temperatur tinggi maka jejak belah pada butiran apatit akan memendek atau dikenal dengan aneling. Jika siklus batuan kemudian mengalami pengangkatan dan denudasi, dan terekspos pada temperatur lebih rendah maka jejak belah baru terbentuk, sehingga kristal apatit memiliki dua distribusi parameter panjang dari hasil pemanasan (*heating episode*) dan pendinginan (*cooling episode*). Oleh karena itu, pemodelan data jejak belah mampu mengungkapkan evolusi tektonik dalam perspektif sejarah termal siklus batuan, dimulai sejak *deposition-burial*, kemudian *uplift-exhumation-unroofing*.

Studi termokronologi dengan jejak belah di Indonesia terlihat belum berkembang, dan bahkan para peneliti yang menekuni bidang ini masih sangat terbatas. Penulisan buku ini diharapkan mampu memberikan kontribusi nyata dalam pengembangan ilmu pengetahuan, khususnya mengenai prinsip fundamental termokronologi, dan atau dasar-dasar teori tentang jejak belah apatit, serta beberapa contoh studi kasus di Indonesia yang pernah dilakukan oleh penulis. *Last but not least*, penulis ingin menyampaikan kepada para pembaca yang budiman ucapan "enjoy your reading".

Palembang, 3 November 2022

Penulis

UCAPAN TERIMAKASIH

Penerbitan buku ini bersifat non-komersial, tetapi hanya untuk memberikan referensi bagi kegiatan akademik atau "*academic purposes*", dan semata-mata didedikasikan untuk pengembangan ilmu pengetahuan termokronologi di Indonesia. Penulis memulai belajar termokronologi dengan analisis jejak belah (*fission track*) di University of Waikato, Hamilton, New Zealand di bawah bimbingan Prof. Peter J.J. Kamp. Pada kesempatan ini, penulis menyampaikan apresiasi dan terimakasih kepada beliau dan juga sponsor penelitian untuk tesis S2, yaitu PT. Pertamina dan Maxus SE Asia Ltd.

Selanjutnya, penulis mendalami bidang keilmuan tersebut di La Trobe University, Melbourne, Australia di bawah bimbingan Prof. Kevin C. Hill dan Dr. O'Sullivan. Pada saat itu, implementasi teknik termokronologi digunakan dalam penelitian untuk disertasi S3, dan mendapat dukungan dari konsorsium lembaga riset dan industri, yaitu Geodynamics Cooperative Research Center (AGCRC Australia), Geological Research and Development Center (sekarang Badan Geologi), Paradigm, ANSTO, PT. Pertamina, Amoseas, Arco, British Petroleum, British Gas, Caltex, Chevron JV, Mobil Oil, Normandy, Oilsearch JV, PT. Freeport Indonesia, dan Union Texas. Apresiasi dan terimakasih penulis sampaikan kepada para pembimbing, sponsor, dan ilmuwan termokronologi di La Trobe University dan Melbourne University.

Upaya untuk mengoptimalkan penggunaan laboratorium *fission track* di Pusat Survei Geologi (PSG), Badan Geologi, Bandung pernah dirintis dengan skema kerjasama melalui penelitian mahasiswa Strata-3, namun terkendala oleh pandemi *Covid-19* dengan adanya pembatasan-pembatasan untuk berbagai kegiatan. Penulis menyampaikan apresiasi dan terimakasih untuk kesempatan yang diberikan PSG dalam *Focus Group Discussion* (FGD), dan dalam kegiatan pelatihan teknik pentarikan, analisis dan pemodelan data jejak belah untuk studi termokronologi. Penulis berharap "semoga studi termokronologi dengan jejak belah untuk evaluasi sumberdaya ekonomi geologi di Indonesia dapat berkembang secara signifikan pada masa-masa mendatang, aamiin".

Palembang, 3 November 2022

Penulis

DAFTAR ISI

73	Kata Pengantar	v
	Ucapan Terimakasih	vi
	Daftar Isi	vii
	Daftar Gambar	x
	Daftar Tabel	xiii

Bab 1

PENDAHULUAN	1
1.1. Definisi	1
1.2. Kenapa Apatit ?	2
1.3. Pentarikan	3
1.4. Sejarah Singkat	3
1.5. Pembentukan Jejak Belah	5
1.6. Etsa	6
1.7. Akumulasi Jejak Belah	7
1.8. Studi Termokronologi	8

Bab 2

ANELING JEJAK BELAH	11
2.1. Faktor Gradien Geotermal	11
2.2. Indikator Termal	12
2.3. Faktor Pengontrol Aneling	14
2.4. Aneling dan Jendela Minyak	21

Bab 3

DETERMINASI UMUR	23
3.1. Konsep Dasar	23
3.2. Persamaan Umur Jejak Belah	23
3.3. Ragam Umur Jejak Belah	25
3.4. Zeta Kalibrasi	27

3.5. Analisis Kesalahan	28
Bab 4	
ANALISIS PANJANG JEJAK BELAH.....	32
4.1. Panjang Jejak Belah	32
4.2. Panjang Jejak Terproyeksi.....	33
4.3. Panjang Jejak Tersembunyi	33
4.4. Distribusi Panjang dan Umur Jejak Belah	35
Bab 5	
ANALISIS TERMOKRONOLOGI.....	37
5.1. Cakupan Aplikasi	37
5.2. Populasi Jejak Belah	47
5.3. Sejarah Pengendapan	49
5.4. Sejarah Pendinginan, Penyingkapan, dan Pengangkatan	52
5.5. Pemodelan Data Jejak Belah	54
5.6. Integrasi Data Jejak Belah dan Vitritinit Reflektan	58
5.7. Studi Batuan Sumber	63
Bab 6	
TEKNIK PENTARIKAN	64
6.1. Metode	64
6.1.1. Populasi.....	64
6.1.2. Subtraksi	66
6.1.3. Pemolesan Ulang	67
6.1.4. Pengetsaan Ulang	69
6.1.5. Detektor Eksternal	69
Bab 7	
PROSEDUR EKSPERIMEN.....	72
7.1. Sistem	72
7.2. Perconto Batuan	73
7.3. Penyiapan Sampel.....	73

7.4. Pemisahan Mineral	74
7.5. Preparasi Mineral	78
7.6. Penyiapan Detektor Luar	82
7.7. Iradiasi	83
7.8. Pemasangan Detektor Luar	83
7.9. Pengamatan Mikroskop	84
Bab 8	
APLIKASI DAN STUDI KASUS	87
8.1. Endapan Bijih	87
8.2. Studi Cekungan Sedimen	88
8.2.1. Cekungan Sunda	88
8.2.2. Cekungan Bintuni	90
8.3. Jalur Pegunungan	92
8.3.1. Lengguru	93
8.4. Pinggiran Benua	94
Daftar Pustaka	98
Indeks	121

DAFTAR GAMBAR

Bab 1

- Gambar 1.1. Bercak radiasi atau jejak belah pada kristal apatit dapat terlihat di bawah mikroskop setelah dietsa dengan larutan kimia 1
- Gambar 1.2. Mekanisme pembentukan jejak belah oleh Fleisher dkk. (1975) mengilustrasikan: (A) ion uranium terbelah menjadi dua partikel yang bergerak pada arah 180° , dan (B) pergerakan kedua partikel itu meninggalkan jejak linier $\sim 20 \mu\text{m}$ 5
- Gambar 1.3. Pengetsaan jejak belah dengan larutan kimia melalui dua media, yaitu perpotongan antar jejak belah (*track in track* atau TINT) dan jejak belah dengan rekahan (*track in cleavage* atau TINCLE)..... 6

Bab 2

- Gambar 2.1. Diagram hubungan antara parameter jejak belah, temperatur, dan kedalaman. Rerata panjang terukur dan umur jejak belah menurun signifikan pada kisaran temperatur $60^\circ\text{-}110^\circ\text{C}$ 12
- Gambar 2.2. Profil hubungan umur individu apatit dan komposisi kimia. Umur kristal *chlorapatite* terlihat lebih stabil atau relatif konkordan dengan umur pengendapan daripada *fluoroapatite* yang memperlihatkan umur butiran nol... 17
- Gambar 2.3. Pengaruh komposisi kimia apatit terhadap temperatur dan reduksi panjang jejak belah, (A) model *parallel Arrhenius* dan (B) profil *fanning Arrhenius* menggambarkan reduksi panjang jejak belah lebih signifikan 19
- Gambar 2.4. Model reduksi rerata panjang jejak belah tersembunyi pada episode pemanasan dan pendinginan dalam kesetaraan waktu. Garis kurva merepresentasikan estimasi pola penurunan panjang jejak belah rata-rata..... 20
- Gambar 2.5. Model hubungan antara parameter jejak belah dan variasi temperatur, rerata panjang jejak belah (A) dan umur jejak belah (B), keduanya menurun pada kenaikan temperatur. Garis merah merupakan profil estimasi terlihat konkordan dengan nilai hasil observasi 21
- Gambar 2.6. Diagram hubungan antara tingkat kematangan hidrokarbon, T_{maks} , nilai VR (Ro), dan zona aneling. Kisaran zona aneling jejak belah apatit berada pada T_{maks} yang sesuai untuk kematangan hidrokarbon dan VR 22

Bab 3

- Gambar 3.1. Model radial plot digunakan untuk mendapatkan populasi umur setiap butiran apatit dari perconto batuan yang dianalisis 27

Bab 4

- Gambar 4.1. Jejak belah spontan tersembunyi untuk pengukuran panjang ditunjukkan dengan tanda panah merah..... 34
- Gambar 4.2. Profil hubungan umur dan panjang jejak belah. Perconto apatit dengan distribusi panjang jejak belah teraneling memperlihatkan umur butiran mineral semakin muda..... 36

Bab 5

- Gambar 5.1. Model evolusi paleogeothermal sederhana. Rerata panjang jejak belah menunjukkan distribusi bimodal, terdiri dari kumpulan jejak pendek akibat pemanasan atau burial saat t_1 pada T_1 - T_2 dan jejak panjang akibat pendinginan saat t_2 dari T_2 - T_3 49
- Gambar 5.2. Hubungan rerata panjang dan standar deviasi jejak belah. Standar deviasi menjadi semakin lebar (*broader*) karena rerata panjang jejak tersembunyi (*confined tracks*) bertambah pendek. 50
- Gambar 5.3. Ilustrasi beragam sejarah termal rumpunan batuan dan distribusi panjang jejak belah. Distribusi A, B, dan C merepresentasikan pemanasan progresif; D memperlihatkan episode pemanasan, kemudian berlanjut dengan pendinginan; E menunjukkan pendinginan lambat; dan F mengindikasikan periode pemanasan resen. 51
- Gambar 5.4. Model termokronologi sejarah pendinginan sikuen batuan akibat eksumasi dalam dua episode pengangkatan. Episode kedua terjadi kurang dari 100 Ma dengan laju pengangkatan sekitar 60m/Ma. 53
- Gambar 5.5. Model distribusi umur butiran apatit dari sikuen yang terangkat. Pada awal pendinginan, semua kristal memiliki umur jejak belah muda, selanjutnya pada zona aneling setiap butiran apatit memiliki umur campuran muda dan tua, dan pada episode akhir semua butiran terlihat didominasi umur tua. 54
- Gambar 5.6. Pemodelan data jejak belah dengan program Monte Trax yang dibuat oleh Gallagher (1995). Pada contoh ini diperlihatkan (A) model *all runs*, (B) *best fit*, dan (C) distribusi panjang jejak tersembunyi. 55
- Gambar 5.7. Kombinasi data jejak belah dan nilai VR digunakan untuk estimasi besaran denudasi akibat eksumasi. Pada kasus (A) kondisi temperatur permukaan dan gradien geothermal relatif konstan, sedangkan pada model (B) terlihat semakin kompleks karena temperatur permukaan mengalami penurunan secara signifikan. 61

Bab 6

- Gambar 6.1. Prosedur pentarikan dengan metode populasi..... 65
- Gambar 6.2. Prosedur pentarikan dengan metode subtraksi..... 67

Gambar 6.3. Prosedur pentarikan dengan metode pemolesan ulang	68
Gambar 6.4. Prosedur pentarikan dengan metode pengetsaan ulang	69
Gambar 6.5. Prosedur pentarikan dengan metode detektor luar	71

Bab 8

Gambar 8.1. Model sejarah termal cekungan Sunda memperlihatkan dua pola berbeda, pada level stratigrafi atas terlihat sikuen Miosen Tengah-PlioPlistosen belum teraneling dan umur jejak belah relatif konkordan dengan umur deposisi. Pada level yang lebih dalam rumpunan Oligosen Bawah-Miosen Bawah telah teraneling, dimana umur dan panjang jejak belah menurun pada kedalaman atau kenaikan temperatur.....	89
Gambar 8.2. Model sejarah termal cekungan Bintuni dianalisis dari perconto sikuen Tipuma (Trias-Jura Bawah) di cekungan Bintuni. Sikuen Trias mengalami pendinginan sebelum ketidakselarasan Jura, kemudian terekspos ke temperatur lebih tinggi akibat <i>deeper burial</i> hingga mencapai suhu maksimum pada dasar sumur pemboran sekitar 105°C	91
Gambar 8.3. Pemodelan jalur waktu dan temperatur untuk sikuen Buru (Miosen Atas-Plistosen) Lengguru. Model ini memperlihatkan batuan sumber Paleogen mendingin hingga ~60°C pada awal Miosen, kemudian terpanaskan kembali hingga ~110°C pada pertengahan-akhir Miosen, selanjutnya mengalami pengangkatan dan denudasi pada 4 juta tahun terakhir	94
Gambar 8.4. Model termokronologi jejak belah apatit dikombinasikan dengan data umur K/Ar dari perconto batuan blok Tosem. Profil memperlihatkan dua pola pendinginan cepat, yaitu pasca kristalisasi pada 32 Ma dan pada saat obduksi blok Tosem pada 18 Ma	95
Gambar 8.5. Pemodelan data jejak belah apatit dari perconto blok Tosem (Mandi vulkanik) dan blok Tamrau (Moon vulkanik). (A) profil dari umur dan panjang jejak belah, (B) konfigurasi umur dan standar deviasi. Model mengindikasikan dua episode pendinginan berbeda, yaitu pada akhir intrusi ~18 Ma, dan pada fase kolisi busur kepulauan dan pinggiran benua Australia pada ~8-4 Ma	97

DAFTAR TABEL

Bab 1

Tabel 1.1. Metode pentarikan dan butiran mineral untuk studi termokronologi 9

119

Bab 5

Tabel 5.1. Pembentukan dan populasi jejak belah pada mineral pembawa serta kemungkinan peristiwa geologi yang menyertai 47

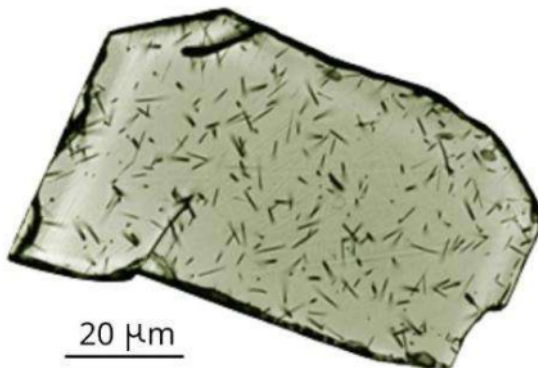
Bab 1

PENDAHULUAN

1.1. Definisi

Terminologi penting yang terkait dengan substansi dari buku ini, antara lain:

- Jejak belah (*fission track*) didefinisikan sebagai bercak radiasi yang terbentuk akibat peluruhan secara alamiah isotop uranium pada mineral ataupun artefak arkeologi (Gambar 1.1). Terminologi lain yang kadangkala digunakan yaitu fosil jejak (*fossil track*), ataupun jejak radiasi. Nomenklatur jejak belah dan jejak radiasi keduanya mencerminkan genesa atau proses pembentukannya. Istilah "belah" mengimplikasikan nukleus (*nucleus*) uranium terbelah menjadi dua bagian melalui proses fisi yang bergerak pada arah berlawanan (180°) dan meninggalkan goresan linier pada material pembawa. Sedangkan "radiasi" menunjukkan pembentukan jejak itu melalui mekanisme nuklir dengan energi kinetik cukup besar yaitu sekitar 200 MegaVolt (MeV).



Gambar 1.1. Bercak radiasi atau jejak belah pada kristal apatit dapat terlihat di bawah mikroskop setelah dietsa dengan larutan kimia (dimodifikasi dari Gleadow dkk., 2002).

- Apatit (*apatite*) adalah mineral yang memiliki ikatan unsur-unsur kimia $[\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})]$ dengan bentuk kristal bersisi enam (*hexagonal*). Individu apatit yang kaya klorin (*chlorine* - CaCl) mempunyai rumus kimia $\text{Ca}_5 (\text{PO}_4)_3\text{Cl}$, sedangkan butiran yang kaya fluorin (*fluorine* - CaF) memiliki formula $\text{Ca}_5 (\text{PO}_4)_3\text{F}$. Mineral ini pada umumnya terdapat di berbagai jenis batuan beku, sedimen klastik, maupun malihan, sehingga relatif mudah didapatkan untuk keperluan analisis jejak belah.
- Termokronologi (*thermochronology*) terdiri dari dua suku kata yaitu *thermo* atau termal (panas) yang diartikan sebagai panasbumi atau geotermal, dan *kronologi* yang mengandung makna urutan peristiwa secara alamiah pada skala waktu geologi. Studi termokronologi berarti mempelajari urutan peristiwa geologi (*geological event*) dari perspektif sejarah panasbumi (*geothermal history*) pada kurun waktu tertentu.
- Aneling (*annealing*) yaitu proses reparasi jejak belah yang terjadi akibat peningkatan gradien geotermal atau temperatur pada kedalaman bumi. Pada situasi dimana temperatur meningkat, atom-atom di sepanjang jejak belah memiliki cukup energi untuk bergabung kembali melalui proses difusi, sehingga fosil jejak secara alamiah akan memendek (aneling), dan panjang jejak teraneling merepresentasikan temperatur maksimum (T_{maks}) yang pernah mempengaruhi fosil jejak tersebut.

1.2. Kenapa Apatit ?

Kriteria penggunaan kristal apatit sebagai termokronometer telah disampaikan oleh Gleadow dkk. (2002). Dalam rangka studi termokronologi pada temperatur rendah, kristal apatit telah diketahui memiliki sejumlah keunggulan dibandingkan dengan mineral lainnya, diantaranya adalah:

- terdapat di sebagian besar kelompok batuan;
- memiliki kristal yang baik;
- kaya kandungan uranium;
- distribusi uranium relatif merata;
- biasanya mempunyai ukuran butir lebih besar daripada dimensi jejak belah;
- bersifat transparan dan umumnya bebas inklusi;
- relatif resisten terhadap pelapukan kimiawi (Gleadow dan Lovering, 1974);
- jejak belah pada apatit resisten terhadap tekanan dan deformasi brittle (Fleischer dkk., 1965);
- jejak belah yang terakumulasi pada apatit bukan berasal dari peluruhan alpha tetapi dari peluruhan nuklir spontan (*spontaneous nuclear fission*);
- lebih mudah dalam penanganan sampel, mulai dari pemisahan butiran kristal dari percontaan batuan dan juga dari butiran-butiran mineral lainnya, preparasi mineral, pengetsaan (*etching*), hingga pengidentifikasian jejak belah apatit dengan mikroskop.

1.3. Pentarikan

Kehadiran jejak belah pada kristal apatit dapat dipergunakan untuk mengidentifikasi umur absolut dari mineral pembawa meskipun terbatas pada kasus-kasus geologi tertentu saja. Teknik ini dikenal dengan pentarikan atau penanggalan, yaitu perhitungan umur berdasarkan bercak radiasi yang terekam pada butiran apatit. Metode ini mengalami perkembangan dengan cepat dan lebih banyak digunakan untuk menunjukkan waktu terjadinya peristiwa geologi seperti tektonik yang telah mengakibatkan deformasi sikuen batuan.

1.4. Sejarah Singkat

Perkembangan metode pentarikan radiometrik yang diaplikasikan dalam bidang geologi tampaknya beranjak dari teori yang menyatakan bahwa peluruhan radioaktif secara alamiah terjadi karena proses eksotermal (Curie dan Laborde, 1903 dalam Faure, 1986 hal. 5). Sejak saat itu, para ahli ilmu kebumiharian memulai penelitian untuk mengukur radioaktifitas batuan dan mengevaluasi laju pemanasan yang

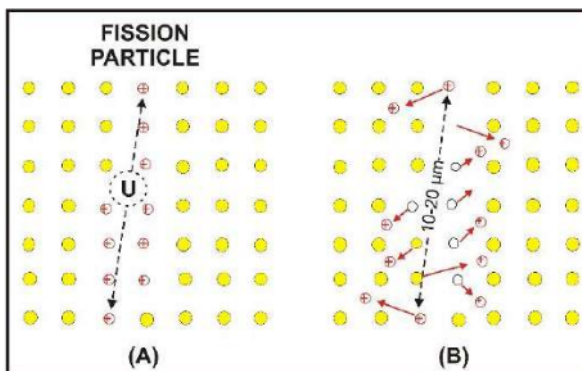
bertanggungjawab terhadap peluruhan radioaktif. Pada era yang sama, Rutherford (1905, dalam Faure, 1985 hal. 6) telah berhasil menentukan umur kristal pembawa uranium. Sekitar satu dasawarsa berikutnya, Holmes (1913, dalam Faure, 1986 hal. 6) mengaplikasikan teknik penanggalan radiometrik terhadap butiran-butiran mineral pembawa uranium untuk menghitung umur bumi dan membuat skala waktu geologi yang perdana.

Selanjutnya, konsep radioaktivitas batuan dan metode pengukuran skala waktu geologi mendapatkan pengakuan secara formal di Amerika Serikat pada tahun 1923 (Faure, 1986 hal. 7). Kontribusi yang paling signifikan dalam penyusunan skala waktu geologi dihasilkan dari pentarikan potasium-argon (K/Ar) yang telah dikembangkan secara ekstensif sebelum tahun 1950-an. Pada periode 1960-1970-an, penanggalan K/Ar secara berangsur mulai bergeser ke metode argon-argon (Ar-40/Ar-39) yang dianggap memiliki kelebihan, salah satunya yaitu sampel yang diperlukan untuk analisis relatif lebih sedikit.

Pentarikan geologi dengan jejak radiasi hasil peluruhan spontan ^{238}U yang terakumulasi pada mineral pertamakali dilakukan oleh Price dan Walker (1963). Teknik ini kemudian dikembangkan oleh Naeser (1967) dan Wagner (1968, 1969) dengan melakukan analisis jejak belah pada kristal apatit untuk aplikasi geologi yang lebih luas. Pada tahun 1979, Naeser memakai metode tersebut untuk mempelajari gradien paleotemperatur pada cekungan sedimen. Fase ini tampaknya merupakan tonggak sejarah perkembangan aplikasi penanggalan jejak belah kristal apatit untuk memecahkan berbagai persoalan geologi hingga sekarang. Pembahasan secara komprehensif tentang metode pentarikan jejak belah apatit dan aplikasinya telah disampaikan oleh Wagner dan Van den Haute (1992).

1.5. Pembentukan Jejak Belah

Jejak belah terbentuk secara terus menerus sepanjang waktu geologi, tetapi sangat tergantung pada kandungan uranium dari material pembawanya. Fleisher dkk. (1965 dan 1975) telah mengajukan konsep yang dikenal sebagai "*ion explosion spike*" untuk menjelaskan proses pembentukan fosil jejak pada mineral (Gambar 1.2). Teori tersebut menerangkan bahwa peluruhan ion uranium (^{238}U and ^{235}U) dan thorium (^{232}Th) yang terkandung di dalam mineral akan meninggalkan goresan-goresan radiasi. Jika dibandingkan dengan ion radioaktif yang lain, ^{238}U terlihat paling banyak menghasilkan bercak radiasi pada paruh waktu $8,2 \times 10^{15}$ tahun (Wagner dan Van den Haute, 1992).

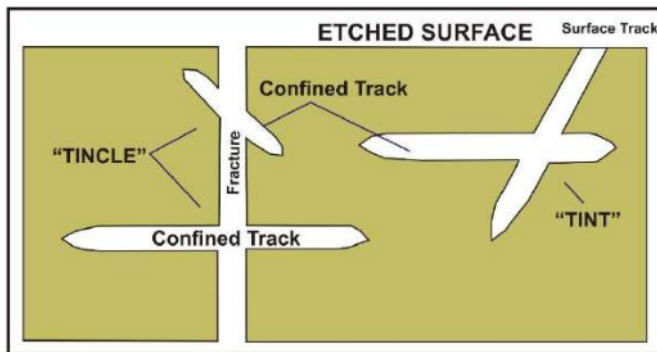


Gambar 1.2. Mekanisme pembentukan jejak belah oleh Fleisher dkk. (1975) mengilustrasikan: (A) ion uranium terbelah menjadi dua partikel yang bergerak pada arah 180° , dan (B) pergerakan kedua partikel itu meninggalkan jejak linier $\sim 20 \mu\text{m}$. (dimodifikasi dari Naeser dkk., 1989)

Goresan radiasi terbentuk apabila nukleus uranium terbelah menjadi dua bagian dengan ukuran sekitar 90 dan 135 masa unit, dan keduanya bergerak berlawanan arah sehingga meninggalkan jejak lurus. Pada saat terbentuk, panjang fosil jejak berkisar antara $10\text{-}20 \mu\text{m}$ dan lebar $0,01 \mu\text{m}$ (Hurford, 1986), dan terlalu kecil untuk bisa diamati meskipun dengan bantuan mikroskop perbesaran tinggi. Oleh karena berukuran mikro, jejak belah pada mineral pembawa harus dietsa dengan larutan kimia agar terlihat lebih besar (larutan bisa memperlebar jejak sekitar $1\text{-}2 \mu\text{m}$), sehingga dapat dengan mudah diidentifikasi di bawah mikroskop. Metode pengetsaan pertamakali dilakukan oleh Price dan Walker (1962).

1.6. Etsa

Pengetsaan butiran-butiran apatit pembawa fosil jejak menggunakan larutan kimia 5M HNO₃, dan proses ini dilakukan selama 20 detik dengan suhu ruangan sekitar 20°C. Larutan pengetsa dapat mencapai jejak belah melalui perpotongan antara jejak dan jejak atau *track in track (TINT)*, dan atau jejak dengan rekahan atau *track in cleavage (TINCLE)* (Gambar 1.3). Waktu dan kondisi temperatur ruang laboratorium untuk pengetsaan bisa saja sedikit bervariasi, tetapi harus diupayakan yang paling efisien. Hasil eksperimen oleh Gleadow (1984) membuktikan bahwa efisiensi pengetsaan berpengaruh terhadap panjang jejak belah terukur. Proses yang terlalu singkat (*under etching*) mengakibatkan jejak belah terukur lebih pendek dari panjang sesungguhnya, sebaliknya pengetsaan yang terlalu lama (*over etching*) menyebabkan jejak belah terukur lebih panjang dari aslinya.



Gambar 1.3. Pengetsaan jejak belah dengan larutan kimia melalui dua media, yaitu perpotongan antar jejak belah (*track in track* atau TINT) dan jejak belah dengan rekahan (*track in cleavage* atau TINCLE) (dimodifikasi dari Gleadow, 1984).

Kedua kondisi itu berpengaruh juga terhadap densitas atau kerapatan jejak belah spontan per unit area. Pengetsaan yang terlalu singkat menyebabkan kerapatan menurun, karena jejak belah berukuran pendek dan dekat permukaan mineral akan hilang bersamaan dengan permukaan kristal pada saat pengasahan percontonya butiran apatit, sehingga umur jejak belah cenderung menjadi lebih muda dari aktualnya. Sebaliknya, pengetsaan yang berlebihan mengakibatkan densitas meningkat, karena sebagian jejak dekat permukaan masih tertinggal pasca pengasahan permukaan

kristal, dan pada kasus ini umur jejak belah cenderung menjadi lebih tua dari sebenarnya. Akibat lain dari inefisiensi etsa adalah interpretasi data jejak belah menjadi bias, karena parameter umur dan panjang jejak teretsa tidak merepresentasikan kondisi T_{maks} yang pernah mempengaruhi sikuen batuan pada masa geologi lampau.

1.7. Akumulasi Jejak Belah

Secara umum, akumulasi fosil jejak pada kristal apatit merupakan rekaman paleotemperatur mulai dari deposisi dan penimbunan (*burial*) yang mengakibatkan pemanasan sikuen batuan hingga inversi dan denudasi yang menyebabkan pendinginan rumpunan batuan. Oleh sebab itu, keberadaan jejak belah pada apatit dapat digunakan untuk merekonstruksi sejarah pemanasan dan atau pendinginan sikuen batuan pada temperatur rendah atau kurang dari 110°C.

Faktor-faktor yang mempengaruhi akumulasi bercak radiasi di dalam mineral adalah:

- temperatur (suhu);
- durasi atau lama pemanasan;
- komposisi kimia mineral apatit.

Temperatur

Pada kondisi geotermal <60°C, jejak belah pada mineral apatit memendek tetapi tidak signifikan, sehingga masih memperlihatkan panjang awal pada saat terbentuk (*initial length*). Pamanasan mineral pada temperatur 60°-110°C pada skala waktu geologi mengakibatkan jejak belah memendek secara signifikan, sehingga panjang jejak terukur lebih pendek dari ukuran originalnya. Pada kondisi temperatur >110°C, sebagian besar dan bahkan semua jejak belah yang terekam pada mineral apatit akan tereparasi secara keseluruhan, sehingga umur jejak belah kembali menjadi nol dan butiran mengalami aneling total (*total reset*).

Durasi Pemanasan

Selain faktor gradien geotermal, lama pemanasan turut pula mempengaruhi efektifitas akumulasi fosil jejak di dalam mineral. Pada lingkungan geologi dimana sikuen batuan pembawa kristal apatit terekspos pada gradien temperatur rendah, maka aneling total jejak belah akan tercapai pada waktu yang lama dan pada T_{maks} yang rendah. Sebaliknya, apabila butiran apatit berada pada level panasbumi yang lebih tinggi, maka aneling total jejak belah akan terjadi dalam waktu yang lebih cepat dan pada T_{maks} yang lebih tinggi.

Komposisi Kimia

Distribusi jejak belah dipengaruhi pula oleh komposisi kimia kristal. Mineral yang mengandung klorin memperlihatkan resistensi lebih tinggi terhadap pemanasan daripada butiran yang kaya fluorin. Implikasi dari perbedaan komposisi kimia yaitu butiran yang lebih resisten akan mengalami aneling pada T_{maks} yang lebih tinggi, tetapi tidak lebih dari 125°C (Green dkk., 1988).

Uji laboratorium dengan menggunakan data Green dkk. (1986) oleh Laslett dkk. (1987) telah mengkonstruksi model matematis untuk proses aneling. Formula empiris yang digunakan Laslett dkk. (1987) didasarkan pada model tradisional *fanning Arrhenius*. Hasil eksperimen yang mereka lakukan telah berhasil mendapatkan variasi reduksi jejak belah, terutama jika dibandingkan dengan model sebelumnya, yaitu *parallel Arrhenius*. Pembahasan lebih lanjut kedua model tersebut diberikan pada Bab 2.

1.8. Studi Termokronologi

Pentarikan untuk kajian termokronologi dapat dilakukan dengan beberapa metode, dan dengan menggunakan butiran mineral tertentu sebagai termokronometer (Tabel 1.1). Setiap jenis termokronometer mempunyai keunikan kisaran temperatur (*closure*

temperature), sehingga dapat mengungkapkan suatu peristiwa geologi tertentu, termasuk diantaranya adalah proses-proses yang terkait dengan kristalisasi magma (*igneous processes*), metamorfisme (*metamorphism*), evolusi paleotermal pada cekungan sedimen, sejarah pengendapan (*burial*), dan pembentukan topografi atau bentang alam.

Tabel 1.1. Metode pentarikan dan butiran mineral untuk studi termokronologi

No	Metode Pentarikan dan mineral	Kisaran Temperatur (<i>closure temperature</i>) (°C)	Area Studi (<i>field of study</i>)	Referensi ^{*)}
1.	Argon-40/Argon-39		Misal,	a)
	• Hornblende	450 - 540	• <i>igneous processes</i>	
	• Muscovite	270 - 325	• <i>metamorphism</i>	
	• K-feldspar	125 - 315	• <i>mid-crustal processes</i>	
2.	Jejak Belah		Misal,	b)
	• Sphene (Titanite)	220 - 320	• <i>Sedimentary basins</i>	
	• Zircon	170 - 270	• <i>Burial</i>	
	• Apatite	60 - 120	• <i>Metamorphism</i>	
3.	U/Th-He		Misal,	c)
	• Sphene (Titanite)	150 - 250	• <i>Topography</i>	
	• Apatite	40 - 80	• <i>Surface processes</i>	

^{*)} Ada banyak referensi yang relevan dengan teknik penanggalan dan aplikasinya untuk setiap termokronometer di atas, tetapi di sini disampaikan beberapa contoh saja, antara lain:

a) Berger dan York (1981) dalam Faure (1986, hal. 109); McDougall dan Harrison (1988) dalam Reynolds (1992); Snee dkk. (1988) dalam Reynolds (1992).

b) Naeser (1979); Gleadow dan Duddy (1981); Green dkk. (1988); Naeser dan McCulloh (1989); Naeser dkk. (1989); Kohn dkk. (1990); Wagner dan Van den Haute (1992); Baldwin dkk. (1993); Sutriyono (1996); Gallagher dkk. (1998); Ketcham (2005).

c) Zeitler dkk. (1987); Farley (2002); Kohn dkk. (2009).

Metode penanggalan Argon-40/Argon-39 dan U/Th-He tidak dibahas lebih mendalam di dalam buku ini, tetapi hanya teknik pentarikan jejak belah dengan menggunakan termokronometer butiran apatit. Analisis data jejak belah kristal apatit

untuk studi termokronologi sikuen batuan merupakan perkembangan baru dari teknik geokronologi. Pendekatan ini mendasarkan pada teori yang menyatakan bahwa akumulasi jejak belah spontan (*spontaneous fission track*) pada mineral dipengaruhi oleh sejarah termal yang terjadi semenjak bercak radiasi terbentuk (Naeser, 1979; Gleadow dkk., 1986; Green dkk., 1989). Dalam kajian paleotemperatur rendah biasanya menggunakan kristal apatit, karena jejak belah pada mineral ini sensitif pada temperatur antara 60°-120°C. Sedangkan studi termokronologi untuk *closure temperature* yang lebih tinggi dapat menggunakan analisis jejak belah dari mineral zirkon dan/atau sphene.

Bab 2

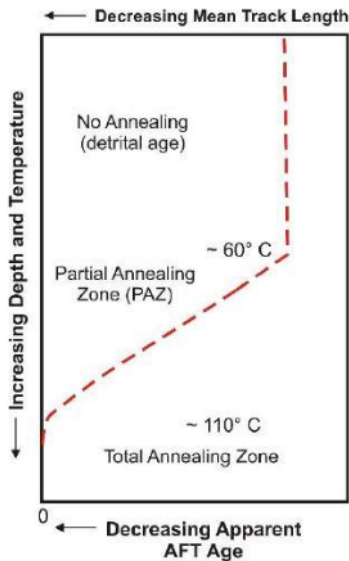
ANELING JEJAK BELAH

2.1. Faktor Gradien Geotermal

Besaran gradien geotermal pada kerak bumi secara umum berkisar antara 20°-30°C/km. Pada lingkungan geologi dengan aliran panas (*heat flow*) lebih tinggi, derajat panas bumi di daerah tersebut cenderung lebih ekstrem. Sebagai contoh, wilayah kepulauan Indonesia bagian barat memiliki cekungan-cekungan sedimen Tersier yang dilandasi oleh intrusi-intrusi magma berumur Mesozoikum, dan daerah-daerah dengan tatanan tektonik seperti itu cenderung memiliki gradien geotermal tinggi. Menurut Carvalho dkk. (1980) aliran panas pada cekungan-cekungan sedimen belakang busur Sumatera adalah sekitar 2,5 HFU, dan nilai ini diperkirakan setara dengan gradien geotermal sebesar 40°-50°C/km. Peta besaran aliran panas pada Sundaland, termasuk di dalamnya adalah pulau Sumatera, telah diperlihatkan oleh Hall (2014), dimana secara regional daerah tersebut mempunyai aliran panas tinggi, yaitu lebih dari 80 mW/m².

Kontrol gradien geotermal terhadap proses aneling alamiah pada kristal apatit telah dilaporkan oleh sejumlah peneliti. Hasil studi menggunakan perconto batuan dari sumur pemboran eskplorasi hidrokarbon pada cekungan Otway di Australia bagian tenggara (Gleadow dan Duddy, 1981; Green dkk., 1989) memperlihatkan adanya pengaruh secara langsung suhu bumi pada kedalaman perconto terhadap aneling kristal apatit. Korelasi keduanya ditunjukkan oleh profil parameter jejak belah apatit (Gambar 2.1). Profil panjang rata-rata dan umur jejak belah memperlihatkan pola menurun secara sistematis dengan kenaikan temperatur pada

kedalaman, dan kedua parameter tersebut pada akhirnya menjadi nol, karena kristal tidak lagi mengandung jejak belah pada kedalaman >3 km atau gradien geotermal lebih dari 120°C.



Gambar 2.1. Diagram hubungan antara parameter jejak belah, temperatur, dan kedalaman. Rerata panjang terukur dan umur jejak belah menurun signifikan pada kisaran temperatur 60°-110°C (dimodifikasi dari Naeser dkk., 1989).

Fenomena serupa telah dilaporkan oleh Sutriyono (1998). Dalam publikasinya, peneliti ini membuat model paleotermal untuk sikuen Kenozoikum di cekungan Sunda yang terletak di lepas pantai tenggara Sumatera. Pola penurunan parameter jejak belah apatit diperlihatkan oleh percontonya yang berasal dari rumpunan batuan Eosen Tengah-Miosen Awal pada kedalaman >1,5 km dengan suhu bumi pada saat ini sekitar 127°C. Pada cekungan ini, sikuen sedimen paling dalam diperkirakan telah terekspos pada zona aneling total kurang dari satu juta tahun (<1 Ma) pada temperatur sekitar 130°C di kedalaman sekitar 3 km.

2.2. Indikator Termal

Penggunaan parameter jejak belah untuk mengevaluasi sejarah termal sikuen batuan hingga suhu ~100°C sudah dilakukan sekitar awal tahun tujuh puluhan (Naeser dan Faul, 1969; Wagner dan Reimer, 1972). Aplikasi ini pada prinsipnya mendasarkan

pada karakteristik jejak belah yang secara alamiah sangat sensitif terhadap evolusi geotermal. Hasil observasi oleh Green (1988) dan Green dkk. (1989) memperlihatkan bahwa fosil jejak yang terekam pada apatit tidak stabil pada suhu di atas 110°C. Dalam konteks ini, tingkatan kestabilan jejak belah ¹¹² dapat dibedakan ke dalam 3 (tiga) kategori, yaitu:

- aneling minimal atau tanpa aneling;
- aneling sebagian (*partial annealing*);
- aneling total (*total reset*).

Aneling Minimal

Gambar 2.1 menunjukkan pembagian zona-zona aneling berdasarkan pada peningkatan temperatur dan kedalaman bumi. Pada kedalaman dengan suhu <60°C atau dekat permukaan, jejak belah pada kristal apatit cenderung stabil dan memperlihatkan panjang awal pada saat terbentuk (*initial length*), dan mineral pembawa fosil jejak tidak mengalami aneling secara signifikan. Sejumlah peneliti menyebut daerah ini sebagai zona aneling minimal atau zona tanpa aneling. Pada level ini, umur jejak belah pada umumnya merepresentasikan waktu sedimentasi atau konkordan dengan umur stratigrafi sikuen batuan, khususnya untuk material vulkanik yang diendapkan dari aktifitas gunungapi (Naeser dkk., 1989).

Aneling Sebagian

Pada strata yang lebih dalam dimana suhu bumi berkisar antara ~60°C dan 110°C, jejak belah apatit menjadi semakin sensitif atau tidak stabil, sehingga memendek secara signifikan, dan kristal pembawa mengalami aneling. Daerah ini dikenal sebagai zona aneling sebagian. Penanggalan pada kristal-kristal apatit teraneling akan menghasilkan umur jejak yang merepresentasikan skala waktu geologi ketika sikuen batuan terekspos pada paleotemperatur antara ~60°C dan 110°C. Umur jejak butiran apatit dari sikuen batuan di sini cenderung lebih muda dari umur stratigrafi,

karena kerapatan fosil jejak per unit area semakin berkurang akibat penyusutan panjang jejak.

Aneling Total

Pada kedalaman dengan geotermal $>110^{\circ}\text{C}$, rekaman bercak radiasi pada apatit akan terhapus dengan cepat dan kristal pembawa akan mengalami aneling total. Dalam kondisi seperti ini, butiran apatit tidak mengandung fosil jejak lagi, sehingga umur dan panjang jejak terukur secara statistik adalah nol. Eksperimen laboratorium yang dilakukan oleh Green dkk. (1986) menunjukkan total aneling pada kristal apatit terjadi setelah 1 (satu) jam pemanasan hingga suhu sekitar 360°C . Sedangkan pada lingkungan geologi, aneling total tercapai pada temperatur sekitar 125°C pada skala waktu 10-40 juta tahun (Gleadow dkk., 1983).

Jejak belah generasi baru akan terbentuk pada butiran apatit teraneling total apabila sikuen batuan mengalami pendinginan seiring dengan berlangsungnya denudasi permukaan (*surface denudation*), dan episode ini biasanya diikuti pula dengan pengangkatan topografi terdenudasi karena isostasi (*surface uplift*). Pada kasus ini, parameter jejak belah kristal apatit merupakan rekaman sejarah pendinginan sikuen batuan dari zona aneling total menuju zona aneling sebagian atau bahkan hingga permukaan sekarang (*present land surface*).

2.3. Faktor Pengontrol Aneling

Meskipun aneling jejak belah pada kristal apatit memberikan konstrain yang baik sebagai indikator paleotemperatur rendah, namun faktor-faktor yang berperan terhadap fenomena itu masih menjadi perdebatan diantara para peneliti. Hasil-hasil observasi yang dipublikasikan memperlihatkan setidaknya ada tiga faktor utama yang dianggap turut mengontrol perilaku aneling, yaitu:

- orientasi jejak belah terhadap sumbu-c kristalografi mineral (Green dkk., 1986; Donelick dkk., 1990; Donelick dkk., 1991);
- adanya proses fisika pada aneling (Carlson, 1990);
- komposisi kimia mineral penghasil jejak belah (Green dkk., 1986; Duddy dkk., 1988; Green dkk., 1989; Crowley dkk., 1991; O'Sullivan and Parrish, 1995).

Orientasi Jejak Belah

Pengaruh orientasi jejak belah terhadap sumbu-c kristalografi pada proses aneling sudah banyak diteliti, diantaranya oleh Green dkk. (1986), Donelick dkk. (1990), dan Donelick (1991). Hasil eksperimen yang dilakukan oleh Green dkk. (1986) menyatakan bahwa stabilitas jejak belah sebagian tergantung pada orientasinya terhadap sumbu-c kristalografi. Fenomena itu dapat terlihat seiring dengan meningkatnya aneling dimana jejak belah pada apatit menjadi semakin anisotropik, rerata panjang berkurang, dan distribusi panjang semakin menyebar.

Kondisi seperti itu berlangsung hingga panjang terukur melampaui panjang aslinya ($L/L_0 = \sim 0,65$). Untuk perconto kristal yang sedikit teraneling dan memiliki rata-rata panjang jejak belah terukur $>10,5 \mu\text{m}$ atau $L/L_0 \geq 0,65$, maka distribusi panjang jejak cenderung berubah sesuai tingkatan aneling, dan pada kondisi ini aneling terlihat belum bersifat anisotropik. Sedangkan untuk sampel yang teraneling lanjut hingga rerata panjang jejak terukur $<10,5 \mu\text{m}$ atau $L/L_0 < 0,65$, maka perubahan distribusi panjang jejak terlihat semakin cepat.

Selain itu, Green dkk. (1986) menjelaskan bahwa fosil jejak yang sejajar dengan sumbu-c kristalografi tampak lebih stabil terhadap perubahan suhu daripada yang tegak lurus. Artinya, pada kondisi geologi tertentu dimana geotermal relatif tinggi maka jejak spontan yang paralel dengan sumbu-c kristalografi secara alamiah akan terhapus, sedangkan bercak yang relatif tegak lurus sumbu-c kristalografi sebagian masih eksis pada mineral pembawa. Skenario ini tampaknya konsisten dengan hasil observasi yang dilakukan oleh Donelick dkk. (1990) dan Donelick (1991).

Donelick (1991) mendiskripsikan secara kuantitatif pengaruh orientasi jejak terhadap proses aneling. Hasil eksperimennya menyatakan bahwa sumbu-sumbu elipsoidal menggambarkan rerata panjang jejak belah yang terekam pada suatu mineral. Sumbu-sumbu tersebut dipandang sebagai representasi orientasi jejak baik paralel (L_c) maupun tegak lurus (L_a) terhadap sumbu-c kristalografi. Donelick (1991) menekankan bahwa model eliptikal ini adalah tipikal untuk perconton mineral yang teraneling sebagian dimana L_a lebih dari $0.8 \mu\text{m}$. Namun demikian, konsep ini tidak dapat mendiskripsikan distribusi panjang jejak untuk sampel yang telah mengalami aneling lanjut (*severely annealed samples*). Pada level aneling seperti ini jejak yang hampir tegak lurus terhadap sumbu-c juga akan memendek dengan cepat, sehingga L_a pada umumnya $< 8.4 \mu\text{m}$.

Proses Fisika

Penelitian terhadap proses-proses fisika yang dianggap turut mempengaruhi efektifitas aneling telah dilakukan oleh Carlson (1990). Proses yang dimaksud utamanya terkait dengan distribusi rekahan kristal (*crystalline defect distribution*) terhadap jejak sebelum aneling. Dalam hal ini, pola distribusi rekahan kristal dibedakan menjadi dua, yaitu paralel (*axial crystalline defects*) dan radial atau menyerong (*radial crystalline defects*) terhadap zona radiasi. Peneliti ini mempercayai bahwa rekahan kristal akan kembali secara gradual ke posisi kristalografi normal pada saat zona radiasi mengalami aneling. Pemulihan rekahan terlihat konstan sepanjang waktu tetapi dikontrol secara eksponensial oleh temperatur dengan mengikuti hukum *Arrhenius* (Carlson, 1990).

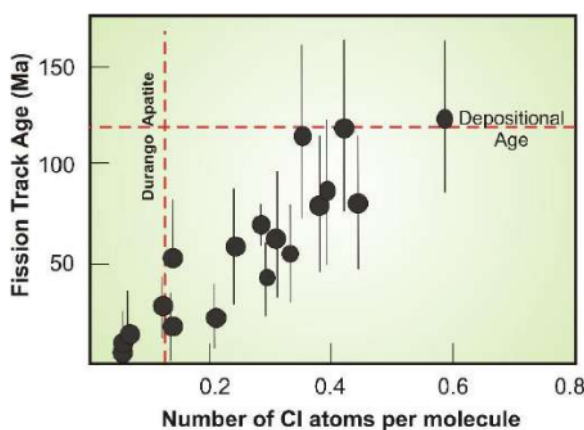
Komposisi Kimia

Pengamatan laboratorium terhadap peran komposisi kimia kristal apatit dalam proses aneling telah banyak dilakukan baik secara kuantitatif maupun kualitatif.

Sejumlah hasil eksperimen menunjukkan bahwa kandungan unsur kimia kristal merupakan faktor penting yang turut menentukan perilaku aneling, sehingga dipandang sebagai variabel yang bertanggungjawab terhadap penyebaran umur individu butiran apatit pada sampel teraneling sebagian (Gleadow dan Duddy, 1981).

Butiran apatit yang kaya *chlorine* akan teraneling pada temperatur sekitar 110°-150°C, sedangkan kristal yang kaya *fluorine* dapat teraneling pada kisaran suhu ~90°-100°C pada skala waktu geologi (Green dkk., 1985; Burtner dkk., 1994). Oleh karena itu, Green dkk. (1995), dan juga O'Sullivan dan Parrish (1995) menyarankan agar komposisi kimia dari perconto kristal sebaiknya diidentifikasi dan dipergunakan dalam menginterpretasikan data jejak belah. Hal ini dimaksudkan untuk menghindari kesalahan interpretasi data dalam rangka membuat model termokronologi.

Hasil studi oleh Green dkk. (1986) memperlihatkan model kualitatif derajat aneling pada batuan vulkanik dari Kelompok Otway di Victoria, Australia. Hasil eksperimen laboratorium mereka menunjukkan reduksi panjang rata-rata dikontrol oleh rasio Cl/F dari kristal. Perconto batuan Kelompok Otway yang berasal dari bawah permukaan dengan suhu saat ini sekitar 92°C, butiran *chlorapatite* memiliki umur jejak belah hampir sama dengan umur pengendapan yaitu sekitar 120 Ma, sementara itu kristal *fluoroapatite* menghasilkan umur jejak belah nol (Gambar 2.2).



Gambar 2.2. Profil hubungan umur individu apatit dan komposisi kimia. Umur kristal chlorapatite terlihat lebih stabil atau relatif konkordan dengan umur pengendapan daripada fluoroapatite yang memperlihatkan umur butiran nol (dimodifikasi dari Green dkk., 1986).

Penelitian selanjutnya dilakukan oleh Laslett dkk. (1987) dengan menggunakan data eksperimen dari Green dkk. (1986), dan didukung dengan hasil pengamatan terhadap kristal apatit yang berasal dari Durango (Mexico) untuk membuat model matematis proses aneling. Data apatit Durango memperlihatkan hubungan terbaik dengan formula berikut ini:

$$g(r) = -4.87 + 0.000168 T [\ln(t) + 28.12]$$

dimana,

t = waktu dalam detik

T = temperatur dalam Kelvins

$$g(r) = \left[\frac{(1-r^{2.7})}{2.7} 0.35 - 1 \right] / 0.35$$

r = reduksi jejak belah (L/L_0)

Rumus empiris itu didasarkan pada hukum "*fanning Arrhenius*" berikut ini:

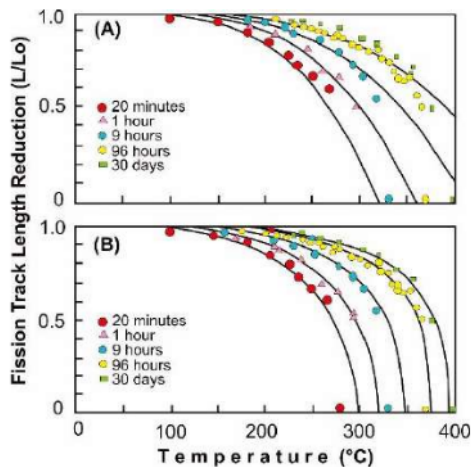
$$\ln(t) = A + B(r) T^{-1}$$

dimana,

A = nilai konstanta sebesar -28.12

$$B(r) = [g(r) + 4.87] / 0.000168$$

Model "*fanning Arrhenius*" memperlihatkan lebih banyak atau sekitar 98% variasi $g(r)$, dan hal ini berbeda dengan model sebelumnya yang menggunakan "*parallel Arrhenius*" dengan 96,7% variasi $g(r)$. Gambar 2.3 menunjukkan perbandingan diagram dari kedua model tersebut. Grafik "*fanning dan parallel Arrhenius*" sekilas terlihat similar, tetapi keduanya memiliki perbedaan yang signifikan pada nilai reduksi jejak belah atau $r (=L/L_0)$ di bawah 0,65.



Gambar 2.3. Pengaruh komposisi kimia apatit terhadap temperatur dan reduksi panjang jejak belah, (A) model parallel Arrhenius dan (B) profil *fanning Arrhenius* menggambarkan reduksi panjang jejak belah lebih signifikan (dimodifikasi dari Laslett dkk., 1987).

Duddy dkk. (1988) memperlihatkan aplikasi dari model "*fanning Arrhenius*" yang telah dimodifikasi untuk memberikan pemahaman yang lebih baik tentang perilaku pemanasan dan pendinginan dengan konsep kesetaraan waktu (Gambar 2.4). Eksperimen lain yang dilakukan dalam rangka menyusun konsep aneling dengan variabel komposisi kimia telah pula dilaksanakan oleh Duddy dkk. (1988). Peneliti ini mengembangkan model klasik *Arrhenius* berdasarkan pada prinsip kesetaraan waktu (*equivalent time*). Hasilnya adalah jejak belah teraneling pada kondisi lanjut memperlihatkan perilaku berbeda dari kondisi temperatur dan waktu sebelum aneling. Akan tetapi konsep tersebut membatasi hanya pada besaran aneling yang telah terjadi (r) dan temperatur dan waktu pada saat sekarang. Oleh sebab itu, aneling lebih lanjut tidak tergantung pada sejarah dan kecenderungan arah jejak belah sebagaimana diperlihatkan pada grafik *Arrhenius*. Sehubungan dengan fenomena ini, Duddy dkk. (1988) memformulasikan ulang "*fanning Arrhenius*" menjadi seperti berikut ini:

$$\ln(t_{eg}) = -28.12 + \left[\frac{g(r_{i-1} + 4.87)}{0.000168 T_i} \right]$$

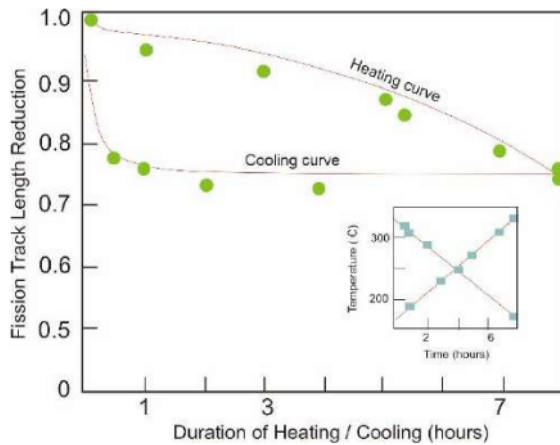
dimana,

t_{eg} = kesetaraan waktu

T_i = temperatur pada level ke i

$$r_i = \{1 - (1 + 0.35[-4.87 + 0.000168 T_i \{\ln(t_{eg} + \Delta t_i) + 28.12\}])^{1/0.35}\}^{1/2.7}$$

Δt_i = seri interval waktu

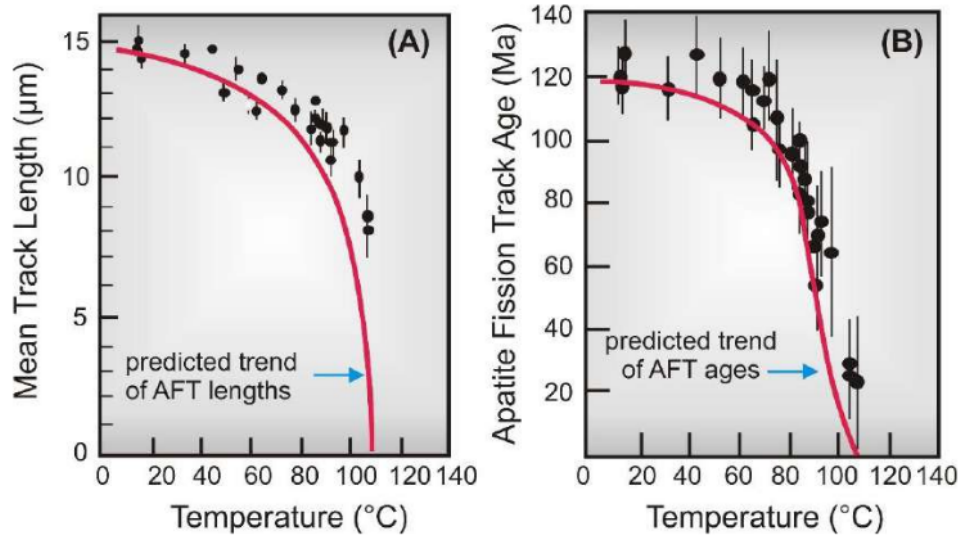


Gambar 2.4. Model reduksi rerata panjang jejak belah tersembunyi pada episode pemanasan dan pendinginan dalam kesetaraan waktu. Garis kurva merepresentasikan estimasi pola penurunan panjang jejak belah rata-rata (dimodifikasi dari Duddy dkk., 1988).

Peneliti lain yang membuat model untuk memperkenalkan sifat-sifat aneling dari mineral apatit yang dipisahkan dari sikuen batuan sedimen dari cekungan Otway adalah Green dkk. (1989) (Gambar 2.5). Model aneling yang dikonstruksikan berdasarkan hasil studi dari perconton batuan bawah permukaan dengan kondisi temperatur berkisar antara $\sim 110^{\circ}\text{C}$ dan $\sim 125^{\circ}\text{C}$ diilustrasikan pada Gambar 2.5a. Pada gambar tersebut terlihat adanya korelasi antara model hasil observasi dan model prediksi yang diperoleh dari perhitungan secara matematis. Kedua model memperlihatkan konsistensi rerata panjang jejak belah hingga temperatur $\sim 70^{\circ}\text{C}$, sedangkan pada kondisi suhu di atas $\sim 70^{\circ}\text{C}$ panjang jejak belah rata-rata hasil pengamatan terlihat mulai melampaui nilai prediksi.

Hubungan kedua model dapat dilihat juga pada parameter umur jejak belah. Umur perconton apatit hasil observasi terlihat konsisten dengan nilai prediksi hingga temperatur $\sim 90^{\circ}\text{C}$ (Gambar 2.5b). Akan tetapi pada suhu di atas $\sim 90^{\circ}\text{C}$ umur terhitung tampak lebih besar daripada umur prediksi. Green dkk. (1989) menjelaskan pula bahwa aneling total terjadi pada suhu yang berbeda. Berdasarkan pada model yang diperoleh, parameter jejak belah terlihat menurun hingga nol pada suhu

~125°C, sedangkan model prediksi menunjukkan zona aneling total tercapai pada temperatur ~110°C.

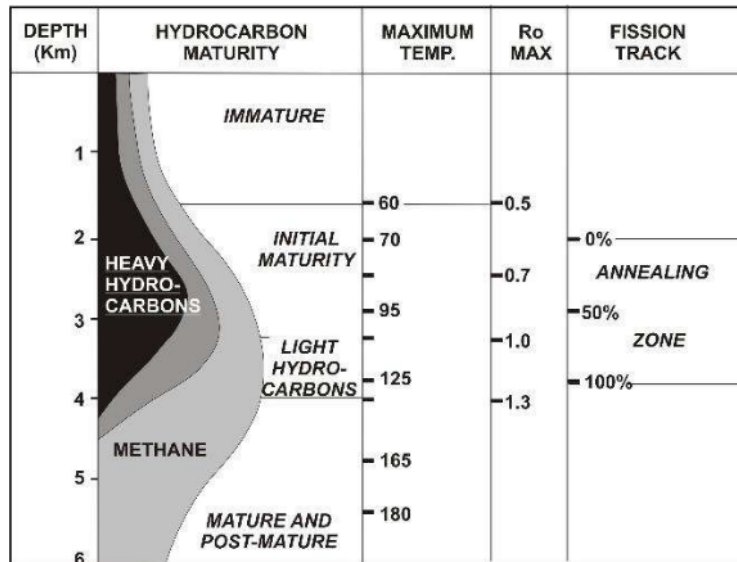


Gambar 2.5. Model hubungan antara parameter jejak belah dan variasi temperatur, rerata panjang jejak belah (A) dan umur jejak belah (B) keduanya menurun pada kenaikan temperatur. Garis merah merupakan profil estimasi terlihat konkordan dengan nilai hasil observasi (dimodifikasi dari Green dkk., 1989).

2.4. Aneling dan Jendela Minyak

Korelasi antara level zona aneling dan derajat temperatur jendela minyak (*oil window*) telah disampaikan oleh Gleadow dkk. (1983). Paneliti ini mendapatkan bukti bahwa zona aneling jejak belah apatit tercapai karena sikuen batuan telah terekspos pada T_{maks} yang sesuai untuk kematangan hidrokarbon. Kisaran temperatur yang dipandang sebagai jendela minyak telah disampaikan oleh Quigley dan Mackenzie (1988), yaitu 100°-150°C untuk minyak dan 150°-220°C untuk gas alam. Gambar 2.6 mengilustrasikan posisi zona aneling jejak belah apatit terhadap tingkat kematangan hidrokarbon dan nilai *Vitrinite Reflectance* (VR atau R_o). Sutriyono (1998) melaporkan hasil studinya di cekungan Sunda yang sudah dikenal sebagai penghasil minyak

bumi, dan menyatakan bahwa batas atas jendela minyak (*top of oil window*) berada pada level aneling sekitar 100°C atau pada kedalaman kurang dari 2.000 m.



Gambar 2.6. Diagram hubungan antara tingkat kematangan hidrokarbon, T_{maks} , nilai VR (R_o), dan zona aneling. Kisaran zona aneling jejak belah apatit berada pada T_{maks} yang sesuai untuk kematangan hidrokarbon dan VR (dimodifikasi dari Gleadow dkk., 1983).

Bab 3

DETERMINASI UMUR

3.1. Konsep Dasar

Secara konseptual, pentarikan geokronologi mendasarkan pada teori yang menyatakan bahwa rasio atau perbandingan antara atom induk dan turunannya di alam adalah konstan. Dalam perhitungan umur, hubungan antara isotop induk dan turunan diperlihatkan oleh rasio jejak spontan terhadap jejak induksi (Price dan Walker, 1963; dan Naeser, 1967). Kerapatan atau densitas jejak spontan diperoleh dengan menghitung banyaknya zona hancuran radioaktif pada area tertentu dari permukaan terpolos mineral pembawa unsur ^{238}U . Sedangkan densitas jejak induksi yang berasal dari ^{235}U didapatkan dengan menghitung banyaknya bercak radiasi yang ada pada area tertentu dari permukaan mika yang digunakan sebagai detektor luar (*external detector method* - EDM), atau dari kristal yang telah teraneling dalam eksperimen jika menggunakan metode populasi.

3.2. Persamaan Umur Jejak Belah

Perhitungan umur jejak belah pada suatu mineral didasarkan pada perbandingan $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ dengan menggunakan formula yang diajukan oleh Price dan Walker (1963) dan Naeser (1967) sebagai berikut:

$$T = \frac{1}{\lambda_D} \ln \left(1 + \frac{\lambda_D \phi \sigma I \rho S}{\lambda_f \rho_i} \right)$$

dimana,

T = umur jejak belah dalam juta tahun (Ma)

- λ_D = konstanta peluruhan total dari ^{238}U sebesar 1.55125×10^{-10} tahun⁻¹ (Jaffey dkk., 1971; Hurford, 1990b)
- λ_f = konstanta peluruhan spontan dari ^{238}U sebesar 6.9×10^{-17} tahun⁻¹ (Fleischer dan Price, 1964)
- I = rasio isotopik $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ sebesar 7.2527×10^{-3} (Cowan dan Adler, 1976; Hurford, 1990b)
- σ = *thermal neutron fission track cross-section* ^{235}U sebesar 580.2×10^{-24} cm² (Hannah dkk., 1969; Hurford, 1990b)
- \emptyset = *thermal neutron fluence*
- qs/qi = rasio kerapatan jejak belah spontan/induksi pada mineral

Penggunaan dosimeter gelas standar, yaitu material dengan konsentrasi uranium yang terdistribusi secara homogen, diperlukan untuk memonitor *neutron dose* (\emptyset). Menurut Van Den Heute dkk. (1988) pemakaian Au, Co, dan Mn sebagai monitor aktivasi untuk *neutron dose* dipandang layak. Kelayakan material-material tersebut sebagai bahan dasar *neutron dose* telah dikonfirmasi oleh De Corter dkk. (1991). Hal ini berbeda dengan Cu yang dianggap kurang baik untuk digunakan sebagai standar *neutron dose* dalam pentarikan jejak belah, karena masih banyaknya ketidakpastian yang terkait dengan parameter-parameter nuklir.

Korelasi yang terlihat antara densitas jejak induksi (q_d) dan *neutron fluence* (\emptyset) dapat dilihat dari persamaan berikut ini:

$$\emptyset = B \cdot q_d$$

dimana,

B adalah parameter terkait dengan kalibrasi *neutron fluence*. Menurut Fleischer dkk. (1975), parameter ini tidak perlu diukur secara eksplisit selagi nilainya konstan. Hurford dan Green (1983) mengajukan kalibrasi konstan, atau nilai B sebesar $\sim 5.736 \times 10^9$ untuk gelas standar SRM612, $\sim 1.883 \times 10^9$ untuk CN1, dan $\sim 2.014 \times 10^9$ untuk

CN2. Aplikasi persamaan umur jejak belah memerlukan nilai absolut konstanta peluruhan spontan atau λ_t . Beberapa peneliti telah mengajukan nilai konstanta peluruhan spontan sebesar $6.9 \times 10^{-17} \text{ th}^{-1}$ (Fleischer dan Price, 1964), dan $8.5 \times 10^{-17} \text{ th}^{-1}$ (Galliker dkk., 1970).

3.3. Ragam Umur Jejak Belah

Ada tiga jenis umur jejak belah yang diperoleh dari pentarikan, dan data ini sangat tergantung dari keberagaman umur bawaan dan komposisi kimia kristal pembawa. Ketiga ragam umur tersebut adalah "*pooled age*" (umur populasi tunggal), "*mean age*" (umur rerata dari populasi beragam), dan "*central age*" (umur tengah dari populasi beragam). Dalam rangka mendapatkan estimasi Q_s/Q_i dan standar deviasinya $\sigma(Q_s/Q_i)$ yang paling baik, Galbraith (1981) menggunakan uji statistik dengan *Chi-square* (X^2).

Apabila nilai X^2 adalah $\geq 5\%$ maka besar kemungkinan ($>95\%$) perconto batuan yang dianalisis memiliki populasi tunggal. Sebaliknya, jika X^2 adalah $\leq 5\%$ maka dapat diestimasi bahwa sampel mengandung populasi umur butiran beragam, kemungkinannya diakibatkan oleh umur bawaan dari sumber yang berbeda-beda, ataupun efek dari sejarah termal pada butiran apatit yang multi-komposisi (Galbraith dan Laslett, 1993). Dalam konteks ini, *pooled age* disajikan apabila umur jejak belah melampaui batas uji statistik ($\geq 5\%$), sedangkan *mean age* dan *central age* digunakan jika nilai $X^2 \leq 5\%$.

Pooled Age

Asumsi yang mendasari estimasi umur ini adalah perconto yang dianalisis mempunyai umur butiran bervariasi secara acak (*random variation*). Oleh karenanya, determinasi umur di sini dilakukan dengan cara memasukkan jumlah jejak spontan dan induksi dari semua butiran ke dalam formula umur. Namun demikian, Galbraith dan Laslett (1993) menyatakan bahwa estimasi dengan cara itu tidak dapat

diimplementasikan untuk perconto batuan yang mengandung keberagaman populasi umur butiran secara signifikan. Pada kasus seperti ini presisi dari model statistiknya menjadi ambigu, sehingga interpretasi data *pooled age* memerlukan pertimbangan-pertimbangan geologi secara lebih baik.

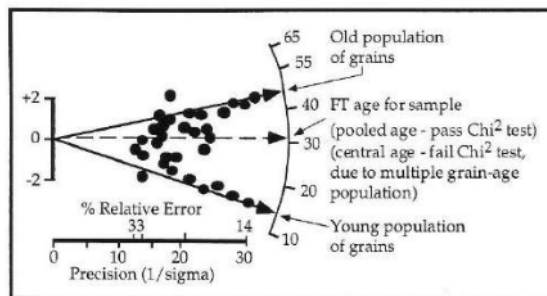
Central Age

Determinasi *central age* merupakan model statistik baru dalam pentarikan jejak belah. Pendekatan ini digunakan khususnya untuk mengatasi permasalahan-permasalahan dalam analisis perconto batuan yang memiliki umur-umur butiran yang terdistribusi secara acak (Galbraith, 1988; Galbraith dan Green, 1990; Galbraith dan Laslett, 1993). Salah satu problem yang dijumpai dalam analisis jejak belah adalah adanya keberagaman umur butiran dari perconto batuan. Faktor-faktor yang menyebabkan keberagaman umur butiran adalah umur bawaan, komposisi kimia, dan sejarah panas sampel batuan.

Apabila perconto batuan mengandung butiran-butiran mineral yang berasal dari berbagai sumber yang memiliki umur berbeda-beda, maka hal itu akan menyulitkan dalam analisis terutama untuk membedakan umur minimum dari komponen umur yang lebih tua. Terkait dengan persoalan ini, salah satu cara yang digunakan adalah dengan menggunakan model *central age*, dengan asumsi bahwa komponen umur terdistribusi secara normal, meskipun hingga saat ini belum bisa dibuktikan bahwa umur-umur bawaan secara alamiah tersebar pada batuan pembawa dengan mengikuti model statistik distribusi normal. Demikian juga komposisi kimia dan sejarah panas perconto batuan, keduanya bukanlah merupakan hasil dari distribusi normal.

Pada sistem *central age*, seluruh umur butiran dari sampel dipresentasikan dengan *radial plot* yang diajukan oleh Galbraith (1988). Model ini memperlihatkan estimasi umur jejak belah dari butiran tunggal apatit (Gambar 3.1). Setiap umur

butiran memiliki satuan standar kesalahan yang ditunjukkan pada sumbu-y, sedangkan presisi aktualnya diperlihatkan pada sumbu-x, dan garis penghubung dari titik awal menuju titik *ploting* memperlihatkan umur jejak belah individu. Pada *radial plot* ini, jarak horizontal dari sumbu-y merepresentasikan presisi relatif dari analisis individu butiran dan kesalahan $\pm 2\sigma$ untuk setiap butiran jika diproyeksikan ke skala umur di sebelah kanan.



Gambar 3.1. Model radial plot digunakan untuk mendapatkan populasi umur setiap butiran apatit dari perconto batuan yang dianalisis (dimodifikasi dari Galbraith, 1988).

Mean Age

Berbeda dengan *pooled age*, *mean age* merupakan hasil perhitungan rerata dari semua umur individu butiran yang terkandung dalam perconto batuan. Selain itu, umur rerata ini sangat tergantung dari ratio q_s/q_i tanpa memperhitungkan jumlah jejak sebenarnya. Oleh karenanya, umur *mean age* tidaklah merepresentasikan umur perconto batuan pembawa butiran apatit. Berdasarkan pertimbangan tersebut, umur rerata tidak dipergunakan dalam interpretasi data jejak belah, namun hanya *pooled age* dan *central age* yang biasa diaplikasikan dalam studi jejak belah.

3.4. Zeta Kalibrasi

Kesulitan dalam menentukan nilai yang tepat untuk konstanta peluruhan spontan ^{238}U (λ_f) dan juga dalam menetapkan kerapatan *neutron fluence*, para peneliti telah menggunakan pendekatan zeta kalibrasi (Fleisher dan Hart, 1972). Semenjak itu, metode ini terus dikembangkan dalam analisis jejak belah (Hurford dan Green, 1982

dan 1983; Green, 1985). Pada metode zeta kalibrasi, umur standar jejak belah yang diperoleh dari sikuen batuan dimana kondisi geologinya telah diketahui dengan baik digunakan untuk mengkalibrasi umur jejak belah yang diketahui dalam rangka menentukan umur dan gelas standar uranium. Korelasi antara nilai zeta (ξ) dengan umur standar (Hurford dan Green, 1983) diperlihatkan dalam persamaan berikut ini:

$$\xi = \frac{\sigma \cdot I \cdot \theta}{\lambda f}$$

Dengan menggantikan sejumlah parameter seperti λ_i , θ , σ , dan I pada persamaan umur jejak belah dengan faktor zeta (ξ), maka diperoleh formula baru yang dapat diaplikasikan untuk sampel yang belum diketahui umurnya, sebagai berikut:

$$T_{\text{unknown}} = \frac{1}{\lambda D} \ln \left\{ 1 + \lambda D \zeta \left(\frac{\rho s}{\rho_i} \right) \lambda d \right\}$$

Nilai Q_d pada rumus baru merepresentasikan kerapatan jejak induksi pada detektor muskovit (<5 ppb) yang diletakkan berdekatan dengan gelas dosimeter selama iradiasi pada reaktor nuklir.

3.5. Analisis Kesalahan

Asumsi yang melandasi perhitungan secara statistik umur jejak belah adalah hukum distribusi Poisson (*Poisson distribution law*) yang dipandang berasal dari peluruhan radioaktif secara random. Anggapan ini ternyata telah menimbulkan banyak kesalahan dalam pentarikan jejak belah. Sehubungan dengan permasalahan ini, Green (1981) mengajukan metode analisis kesalahan dalam perhitungan umur jejak belah, dimana standar kesalahan (S) untuk distribusi Poisson diberikan dengan akar jejak terhitung (N), yaitu:

$$S = \sqrt{N}$$

Dengan jejak spontan terhitung (N_s), jejak induksi (N_i), dan kerapatan jejak pada gelas standar (N_d), maka standar deviasi (S_t) untuk umur jejak belah dapat diperhitungkan sebagai berikut:

$$S_t = T \sqrt{\frac{1}{N_s} + \frac{1}{N_i} + \frac{1}{N_d}}$$

Faktor non-Poisson lain yang menimbulkan kesalahan dalam perhitungan umur jejak belah adalah kecerobohan dalam penanganan sampel dan ketidakakurasian dalam menghitung N_s dan/atau N_i . Green (1981) dan Fitzgerald (1987) telah mengajukan sejumlah faktor yang berpotensi menimbulkan kesalahan dalam penanggalan jejak belah, antara lain:

- Inefisiensi etsa, yaitu proses etsa yang berlebih ataupun yang kurang efisien cenderung memberikan nilai Q_s dan Q_i yang tidak sesuai estimasi. Etsa yang kurang efisien dapat menyebabkan jejak belah tidak terekspos secara utuh, sehingga panjang jejak belah terukur cenderung lebih pendek dari sebenarnya dan sebagai akibatnya kerapatan jejak belah semakin berkurang. Sebaliknya, etsa yang berlebih cenderung menghilangkan jejak belah yang pendek, dan juga menyebabkan jejak belah terukur menjadi lebih panjang dari aslinya sehingga kerapatannya meningkat.
- Kontak yang tidak baik antara mineral dan detektor mika. Dalam kasus ini detektor luar (mika) akan merekam jejak induksi lebih sedikit daripada faktualnya, sehingga nilai kerapatan jejak induksi (Q_i) menjadi rendah dan sebagai konsekuensinya adalah nilai Q_s/Q_i menjadi lebih tinggi.
- Perhitungan jejak belah yang tidak akurat. Kasus ini terjadi apabila dislokasi kristal akibat etsa ataupun inklusi diperhitungkan sebagai jejak belah, sehingga jumlah jejak spontan (Q_s) terhitung menjadi lebih besar. Dalam konteks ini,

Fleischer dan Price (1964), dan Gleadow (1984) telah memberikan penjelasan cara membedakan jejak belah teretsa dengan penampakan objek yang menyerupai jejak belah (dislokasi/inklusi).

- Pelencengan (*misalignment*) area antara mineral dan detektor mika. Konsekuensi dari pergeseran area perhitungan jejak spontan pada mineral dan jejak induksi pada mika yaitu dihasilkannya ketidaksesuaian rasio Q_s/Q_i .
- Adanya variasi dari *thermal neutron fluence* di dalam reaktor nuklir. Keberagaman *neutron fluence* di dalam reaktor nuklir selama proses iradiasi yang dimonitor dengan gelas standar pada skala tertentu kemungkinan menghasilkan variasi pada Q_s/Q_i .
- Adanya heterogenitas konsentrasi uranium secara vertikal. Perbedaan kandungan uranium di bagian atas dan bawah permukaan butiran mineral berpotensi memberikan rasio Q_s/Q_i yang salah. Secara alamiah, jejak spontan (Q_s) terbentuk dari proses peluruhan (*fission*) pada kedua sisi permukaan mineral pembawa uranium, sedangkan jejak induksi (Q_i) dihasilkan hanya dari satu sisi permukaan mineral.
- Kualitas yang kurang baik dari preparat mineral. Peletakkan mika sebagai detektor luar yang kurang rapat terhadap kristal apatit dapat menyebabkan rekaman jejak induksi tidak sempurna, sehingga akan menyulitkan dalam perhitungan. Selain itu, kehadiran kristal zirkon pada preparat mineral apatit membuat identifikasi jejak induksi pada mika menjadi semakin sulit. Kesulitan dimaksud dikarenakan zirkon mempunyai kandungan uranium tinggi, sehingga menghasilkan jejak induksi dengan kerapatan tinggi dan penyebaran yang relatif luas. Sebagai akibatnya adalah jejak induksi dari kedua kristal tersebut akan sulit dibedakan dan berpotensi menimbulkan kesalahan dalam perhitungan. Dalam hal

ini, kesalahan yang biasa terjadi adalah jumlah jejak induksi terhitung menjadi lebih besar dari semestinya dan nilai q_i cenderung lebih tinggi.

- Kerapatan yang tinggi dari jejak belah. Densitas jejak spontan dan/atau jejak induksi yang tinggi seringkali menyulitkan dalam perhitungan. Kondisi seperti itu dapat dengan mudah menghasilkan jumlah jejak belah terhitung lebih besar dari faktualnya, sehingga perhitungan umur menjadi salah.

Bab 4

ANALISIS PANJANG JEJAK BELAH

4.1. Panjang Jejak Belah

Parameter lain yang sensitif terhadap panas dan digunakan dalam studi termokronologi adalah panjang jejak belah. Panjang jejak belah di dalam mineral pembawa tidak stabil pada kondisi temperatur tertentu. Dalam konteks ini, kenaikan temperatur mengakibatkan jejak belah eksisting akan memendek. Proses pemendekan akan terjadi lebih cepat pada kondisi geotermal lebih dari $\sim 60^{\circ}\text{C}$ (Wagner, 1988). Seiring dengan peristiwa itu, proses pembentukan jejak spontan terus berlanjut sepanjang waktu geologi. Oleh sebab itu, panjang akhir dari setiap fosil jejak belah merepresentasikan kondisi T_{maks} pada masa lampau, sedangkan distribusi panjang jejak belah merupakan rekaman waktu dan temperatur (*time-temperature path*) dari mineral pembawa.

Dalam menganalisis panjang jejak belah, para peneliti pada umumnya menggunakan dua metode, yaitu:

1. Pengukuran panjang jejak terproyeksi (*projected track length measurement*).
2. Pengukuran panjang jejak tersembunyi di bawah permukaan mineral terpoles (*confined track length measurement*).

Kemampuan kedua teknik pengukuran dalam mengungkapkan sejarah panas sikuen batuan masih menjadi perdebatan diantara para peneliti.

4.2. Panjang Jejak Terproyeksi

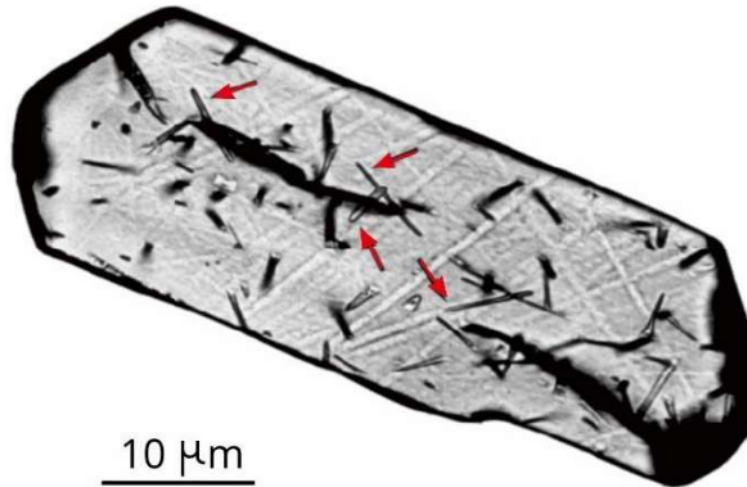
Metode pengukuran panjang jejak terproyeksi pertama kali diajukan oleh Wagner and Storzer (1972). Pada pendekatan ini, panjang jejak belah diukur dari jejak spontan yang dihitung untuk analisis umur. Aplikasi teknik ini dipandang cocok untuk sikuen batuan yang mengalami pendinginan secara konstan (Wagner, 1988). Anggapan ini rupanya tidak selaras dengan pendapat para peneliti yang lain. Laslett dkk. (1982) menyatakan bahwa teknik ini tidak layak untuk analisis panjang jejak belah, karena hasil pengukuran panjang jejak terproyeksi tidak memberikan distribusi panjang aktual yang merepresentasikan rekaman T_{maks} pada masa geologi lampau. Penggunaan metode ini untuk penanggalan umur pendinginan (*cooling age*) hingga suhu 60°C tampaknya diragukan juga oleh Coyle (1992). Peneliti ini menyatakan bahwa kesalahan umur yang diperoleh dengan pendekatan tersebut bisa mencapai ~100%.

4.3. Panjang Jejak Tersembunyi

Jejak tersembunyi adalah jejak teretsa yang secara utuh berada di bawah permukaan butiran mineral terpoles (Gambar 4.1). Jejak ini dapat dikenali melalui mikroskop perbesaran tinggi dari konsistensi kenampakan fokus di kedua ujungnya pada penyinaran transmisi. Selain itu, jejak tersembunyi yang terletak relatif dekat dengan permukaan mineral terpoles dapat dengan mudah dikenali karena terlihat lebih terang pada pencahayaan refleksi.

Pasca pengetsaan, butiran mineral kemungkinan mengalami 3 (tiga) kondisi yang berbeda, yaitu kurang teretsa, teretsa penuh, dan teretsa berlebih. Hasil pengetsaan yang kurang efisien mengakibatkan panjang jejak terukur akan lebih pendek dari aslinya, sedangkan proses yang berlebih menghasilkan panjang jejak terukur akan melebihi ukuran sesungguhnya. Sehubungan dengan hal ini, Gleadow

(1984) menyarankan agar dilakukan pengeasaan sedikit berlebih terhadap mineral pembawa jejak spontan supaya diperoleh panjang terukur yang merepresentasikan panjang original yang terbentuk pada T_{maks} .



Gambar 4.1. Jejak belah spontan tersembunyi untuk pengukuran panjang ditunjukkan dengan tanda panah merah (dimodifikasi dari Gleadow dkk., 1986).

Pada metode pengukuran ini, hanya jejak belah tersembunyi yang horizontal dan atau semi-mendatar yang diukur. Laslett dkk. (1982) telah membuktikan bahwa pengukuran panjang jejak tersembunyi dengan kemiringan kurang dari 15° memberikan estimasi yang lebih kecil dari nilai faktualnya tetapi hanya beberapa persen. Dalam konteks ini, mereka menyarankan untuk mengukur jejak semi-horizontal ($<15^\circ$). Selanjutnya, Laslett dkk. (1984) menganjurkan agar pengukuran panjang jejak tersembunyi dilakukan hanya pada kristal yang sumbu-c kristalografinya paralel dengan permukaan terpoles. Hal ini penting untuk diperhatikan karena aneling jejak belah pada apatit bersifat anisotropik, sehingga bercak yang terorientasi menyudut terhadap sumbu-c kristalografi cenderung memendek lebih cepat daripada yang paralel dengan sumbu tersebut.

4.4. Distribusi Panjang dan Umur Jejak Belah

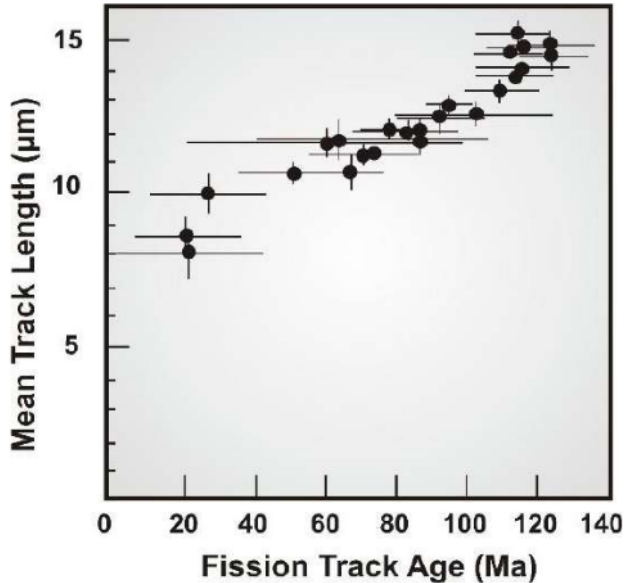
Sebagaimana telah disampaikan sebelumnya, jejak belah pada butiran apatit akan memendek secara signifikan seiring dengan peningkatan temperatur dan kedalaman. Esensi yang lebih penting adalah reduksi panjang mengakibatkan berkurangnya kerapatan jejak belah di permukaan, sehingga umur jejak belah dari percontto batuan menjadi semakin muda. Pada bagian ini akan disampaikan hubungan antara distribusi umur dan panjang jejak belah sebagaimana yang telah disampaikan oleh Bigazzi (1967), Laslett dkk. (1984), Green (1988), and Green dkk. (1988).

Bigazzi (1967) pertama kali menunjukkan korelasi antara kerapatan dan panjang jejak belah. Peneliti ini menyatakan bahwa umur yang diperhitungkan dari jejak spontan akan berbeda secara signifikan dengan umur yang dianalisis dari jejak induksi. Perbedaan umur terjadi karena pengukuran panjang jejak spontan selalu lebih pendek dari panjang jejak induksi, sehingga umur jejak spontan selalu lebih muda dari umur jejak induksi. Dalam rangka memahami hubungan secara proporsional antara panjang dan kerapatan jejak belah, Laslett dkk. (1984) menganjurkan adanya koreksi terhadap pengaruh aneling anisotropik, etsa berlebihan, dan faktor bias dari percontto (*sampling bias*). Koreksi terhadap faktor-faktor tersebut perlu dilakukan karena kerapatan jejak belah pada apatit dan anisotropik mineral adalah tidak proporsional terhadap faktor panjang jejak, yang mana merupakan generalisasi dari panjang rata-rata sebagaimana digunakan pada media isotropik.

Selanjutnya, Green (1988) mempublikasikan hasil penelitian yang memperlihatkan pengaruh reduksi panjang terhadap umur jejak belah pada kristal apatit yang berbeda komposisi kimianya. Publikasinya menunjukkan keterkaitan antara reduksi panjang (L/L_0) dan penurunan kerapatan (Q/Q_0) untuk jejak spontan dan induksi. Butiran-butiran apatit yang memiliki komposisi kimia sama menunjukkan sedikit perbedaan reduksi panjang antara jejak spontan dan induksi.

Untuk jejak spontan, titik divergensi dari korelasi 1:1 memperlihatkan nilai yang lebih tinggi pada L/L_0 atau Q/Q_0 dibandingkan dengan jejak induksi. Namun demikian, pada apatit multikomposisi divergensi dari porsi 1:1 selalu terjadi pada nilai L/L_0 yang lebih tinggi daripada kristal monokomposisi. Menurut Green (1988), fenomena itu terjadi karena setiap butiran apatit multikomposisi memberikan kisaran derajat aneling yang berbeda. Pada kasus ini, apatit yang kaya klorin lebih stabil terhadap temperatur dibandingkan dengan butiran yang kaya fluorin.

Pada hasil studi yang terpisah, Green dkk. (1988) mengajukan model yang mengilustrasikan hubungan antara distribusi umur dan panjang jejak dari perconto batuan asal cekungan Otway di Australia (Gambar 4.2). Mereka menyatakan adanya keterkaitan yang signifikan antara umur dan panjang jejak terukur dari sampel yang telah mengalami termal aneling. Oleh sebab itu, pentarikan perconto batuan dari sumur bor perlu dilakukan koreksi umur jejak belah dari pengaruh aneling atau temperatur pada kedalaman sumur (*down-hole annealing*).



Gambar 4.2. Profil hubungan umur dan panjang jejak belah. Perconto apatit dengan distribusi panjang jejak belah teraneling memperlihatkan umur butiran mineral semakin muda (dimodifikasi dari Green dkk., 1988).

Bab 5

ANALISIS TERMOKRONOLOGI

5.1. Cakupan Aplikasi

Gleadow dkk. (2002) telah menyampaikan sejumlah contoh lingkup penggunaan metode pentarikan jejak belah kristal apatit dalam berbagai studi geologi. Pada kurun waktu lebih dari empat dasawarsa terakhir, teknik ini diaplikasikan secara luas oleh para ahli geologi antara lain untuk studi:

- penentuan umur absolut;
- sejarah geotermal kerak bumi;
- endapan bijih;
- pentarikan stratigrafi dan batuan sumber;
- cekungan sedimen;
- jalur orogen;
- jalur non-orogen;
- pensesaran dan reaktivitas sesar.

Penentuan Umur Absolut

Umur jejak belah apatit jarang sekali merepresentasikan umur formasi percontohan batuan, tetapi pada umumnya merefleksikan sejarah termal dan denudasi dari siklus pembawa kristal apatit. Pentarikan dengan mineral ini dapat dipakai untuk menentukan umur absolut, khususnya pada percontohan batuan vulkanik, intrusi dangkal, batuan yang terkena jatuhnya meteorit, dan batuan metamorfosa kontak. Pada prinsipnya, penanggalan absolut hanya bisa digunakan pada batuan yang mendingin dengan cepat dan tidak pernah mengalami pemanasan setelah terbentuk,

atau sikuen batuan tetap berada dekat dengan permukaan bumi (pada lingkungan paleogeothermal rendah).

Pada batuan vulkanik Kuartar, butiran apatit pada umumnya memiliki konsentrasi uranium rendah, sehingga jarang diadopsi untuk menentukan umur absolut. Aplikasi pada sikuen vulkanik Kuartar biasanya dilakukan dengan mengkombinasikan data radiometrik yang lain, seperti Ar-40/Ar-39, dan atau pentarikan zirkon. Keterbatasan metode ini terlihat juga apabila diaplikasikan untuk sampel batuan intrusi sangat dalam, karena kristal apatit cenderung mengandung banyak dislokasi dan atau inklusi, bahkan seringkali kandungan uraniumnya sangat rendah (Arne, 1992).

Sejarah Geothermal Kerak Bumi

Secara konsep, aplikasi di sini mendasarkan pada fenomena perubahan pola distribusi panjang dan umur jejak pada level kedalaman dimana geothermal berkisar antara 0-120°C. Bentuk profil parameter jejak belah itu sendiri merefleksikan evolusi paleotemperatur pada kerak bumi bagian atas (*upper crust*). Oleh karena itu, rekaman sejarah geothermal secara vertikal dapat direkonstruksi berdasarkan atas profil parameter jejak belah dari percontonya yang diambil pada kisaran level kedalaman sikuen batuan (*deep drill holes*) ataupun pada kisaran elevasi singkapan batuan. Studi kasus pentarikan jejak belah apatit untuk menyusun sejarah termal dengan sampel permukaan pertamakali dilakukan di Pegunungan Alpina Eropa oleh Wegner dan Reimer (1972), dan Wegner dkk. (1977), selanjutnya Naeser (1979) menggunakan percontonya bawah permukaan dari hasil pemboran di Alaska. Aplikasi lebih lanjut, khususnya pada daerah-daerah yang mempunyai sejarah termal lebih kompleks, telah dilakukan antara lain oleh Gleadow dan Fitzgerald (1987), Fitzgerald dan Gleadow (1988), Fitzgerald dkk. (1995), Foster dan Gleadow (1996), dan Kohn dkk. (1999).

Endapan Bijih

Penggunaan teknik termokronologi jejak belah apatit untuk menentukan waktu dan temperatur pembentukan endapan bijih tampaknya belum banyak dilakukan oleh para ahli geologi. Aplikasi yang paling menarik perhatian para peneliti adalah penentuan umur tubuh intrusi yang berasosiasi dengan proses mineralisasi epitermal endapan logam dasar (Steven dkk., 1980; Marvin dkk, 1980). Studi dengan teknik ini digunakan pula untuk mengidentifikasi anomali termal yang berasal dari tubuh intrusi di bawah permukaan yang berbentuk "*stock*" (Naeser dkk., 1980; Cunningham dan Barton, 1984; Beaty dkk., 1987).

Hasil identifikasi anomali termal dengan data jejak belah apatit oleh Naeser dkk. (1987) telah membawa pada penemuan tubuh bijih molybdenum (Cunningham, 1987). Peneliti yang lain (Arne, 1992) mengungkapkan besaran pemanasan regional akibat *burial* dan waktu pendinginan sejak T_{maks} tercapai. Pada kajian ini, nilai termal minimal yang diinterpretasikan dari data jejak belah apatit diperkirakan sebagai temperatur kristalisasi magma dan atau mineralisasi hidrotermal (Arne, 1992). Studi lebih akhir yang dilaporkan oleh Sutriyono (2008) menyampaikan model evolusi termotektonik pasca kristalisasi batuan intrusi dangkal di sektor paling utara Papua Barat.

Pentarikan Stratigrafi dan Batuan Sumber

Penanggalan singkapan batuan vulkanogenik di cekungan Otway memberikan umur maksimum untuk sikuen batuan sumber pembawa kristal apatit (Gleadow dan Duddy, 1981). Hal ini menunjukkan bahwa sampel kristal yang dianalisis tidak pernah terpanaskan pada temperatur aneling pasca pengendapan di cekungan tersebut, sehingga umur jejak belah merepresentasikan umur original lapisan sumber apatit yaitu detritus vulkanogenik yang berasal dari "*contemporaneous volcanism*". Namun demikian, sejumlah peneliti menganggap bahwa penentuan umur batuan

sumber dari pentarikan apatit tidak sebaik penanggalan dengan kristal zirkon, karena jejak belah pada apatit akan mengalami aneling total (*total reset*) pada temperatur lebih rendah dibandingkan "*closure temperature*" zirkon (Storzer dan Wagner, 1972; Hurford dan Carter, 1991; Carter, 1999). Dalam konteks ini, Carter (1999) menekankan aplikasi teknik pentarikan jejak kristal apatit hanya akan meningkatkan resolusi interpretasi data dalam menyusun skenario evolusi batuan sumber dan cekungan sedimen di dekatnya. Peneliti lain yang telah mengaplikasikan teknik pentarikan apatit untuk menginterpretasikan stratigrafi rumpunan batuan diantaranya adalah Brookins dan Naeser (1971), Ross dkk. (1976), Turner dkk. (1986), dan Carter dkk. (1995).

Cekungan Sedimen

Aplikasi paling luas dari pentarikan jejak apatit tampaknya terfokus pada studi cekungan sedimen, terutama untuk membuat model kuantitatif evolusi paleogeotermal dan evaluasi hidrokarbon. Studi sejarah termal pada cekungan sedimen pertamakali dilakukan oleh Naeser (1979), kemudian berkembang ke berbagai lingkungan sedimentasi. Hasil penelitian dengan sampel apatit cekungan Otway telah dilaporkan antara lain oleh Gleadow dan Duddy (1981), Gleadow dkk. (1983), Green dkk. (1989), dan Mitchell (1997). Analisis perconto dari berbagai cekungan sudah banyak dipublikasikan, diantaranya oleh Briggs dkk. (1981), Storzer dan Selo (1984), Dumitru (1988), Naeser dkk. (1989), Seward (1989), Issler dkk. (1990), Kamp dan Green (1990), Naeser dkk. (1990), Crowley (1991), Duane dan Brown (1991), Naeser (1993), Steckler dkk. (1993), Blackmer dkk. (1994), Duddy dkk. (1994), Gallagher dkk. (1994), Green dkk. (1995), Hill dkk. (1995), O'Sullivan (1996), dan Giles dan Indrelid (1998). Hasil-hasil studi mereka pada umumnya menunjukkan model gradien paleogeotermal, paleotemperatur maksimum, waktu terjadinya inversi cekungan dan denudasi, aliran fluida, dan mekanisme pembentukan cekungan

sedimen. Observasi sejarah termal cekungan Bintuni di Papua Barat dan cekungan Sunda di tenggara Sumatera telah dipublikasikan oleh Sutriyono (1997 dan 1998).

Pada perkembangan lebih lanjut, pemodelan sejarah termal cekungan sedimen dilakukan dengan mengkombinasikan teknik pentarikan jejak belah apatit dengan berbagai indikator termal yang lain seperti *vitrinite reflectance*, inklusi fluida, mineralogi lempung, dan data radiometrik argon (Feinstein dkk., 1989; Kohn dkk., 1990; Bray dkk., 1992; Grist dkk., 1992; Arne dan Zentilli, 1994; Burtner dkk. 1994; Kamp dkk., 1996; Tseng dkk., 1996; Zhao dkk., 1996; Mitchell, 1997; Pagel dkk., 1997; Kohn dkk., 1997; Parnell dkk., 1999; Marshallsea dkk., 2000; Mathiesen dkk., 2000; dan Osadetz dkk., 2002).

Jalur Orogen

Pemakaian parameter jejak belah apatit untuk menginterpretasikan sejarah termal jalur pegunungan (*orogenic belts*) pertamakali dilakukan oleh Wagner (1968) dan Wagner dan Reimer (1972). Pada waktu itu, pemodelan untuk merekonstruksi evolusi termotektonik jalur orogen dilakukan dengan memplotkan umur jejak belah versus ketinggian topografi sampel. Berdasarkan hubungan umur dan elevasi, para peneliti mengestimasi laju denudasi dan pengangkatan sikuen batuan. Dalam kasus ini, Summerfield dan Brown (1998) dan Gallagher dkk. (1998) menganggap bahwa model tersebut terlalu menyederhanakan permasalahan geologi yang sesungguhnya jauh lebih kompleks, karena jalur orogen pada umumnya mengalami pengangkatan geografi secara diferensial sepanjang waktu geologi.

Berbagai faktor yang dipandang berpotensi menimbulkan kompleksitas dan perlu diperhitungkan di dalam menginterpretasikan data jejak belah, antara lain:

- adanya perconto kristal yang mengandung fosil jejak yang terakumulasi sebelum peristiwa pendinginan dengan cepat dari paleozona aneling (Robert dan Burbank, 1993);

- proses denudasi dan pembentukan topografi yang berdampak pada kondisi isothermal kerak bumi (Parrish, 1983, 1985; Kohn dkk., 1984; Stüwe dkk., 1994; Brown dan Summerfield, 1997);
- deformasi struktur seperti perlipatan sikuen batuan pasca pendinginan (Johnson, 1997; Rahn dkk., 1997);
- pergerakan partikel secara lateral dan paralel dengan isothermal kerak bumi (Willet dkk., 1993; Batt dan Brandon, 2002).

Hasil-hasil studi termokronologi jejak belah apatit pada jalur orogen muda dari berbagai penjuru dunia sudah dipublikasikan di berbagai media ilmiah oleh para ahli geologi, sebagai contoh antara lain:

- Pegunungan Alpina Eropa oleh Schaer dkk. (1975), Wagner dkk. (1977, 1979), Hurford (1986, 1991), Schlunegger dan Willett (1999).
- Pyrenees oleh Yelland (1990), Fitzgerald dkk. (1999), de Bruijne dan Andriessen (2002).
- Busur Kalabrian oleh Thomson (1994).
- Himalaya oleh Sharma dkk. (1980), Sorkhabi (1993), Foster dkk. (1994), Sobel dan Dumitru (1997).
- Pegunungan Rocky oleh Naeser (1979), Bryant dan Naeser (1980), Roberts dan Burbank (1993).
- Amerika Utara bagian barat oleh Harrison dkk. (1979), Parrish (1983), Plafker dkk. (1991), O'Sullivan dkk. (1993, 1997), O'Sullivan dan Parrish (1995), Fitzgerald dkk. (1995), Brandon dkk. (1998), Dumitru (1991).
- Pegunungan Andes oleh Nelson (1982), Crough (1983), Kohn dkk. (1984), Shagam dkk. (1984), Benjamin dkk. (1987), Jordan dkk. (1989), Coughlin dkk. (1999), Spikings dkk. (2000), Thomson dkk. (2001).

- Alpina New Zealand oleh Kamp dkk. (1989), Tippett dan Kamp (1993), Batt dkk. (1999, 2002).
- Pegunungan Papua-New Guinea oleh Hill dan Gleadow (1989), Hill dan Raza (1999).
- Pegunungan Lengguru Papua Barat-Indonesia oleh Sutriyono dkk. (1997).

Jalur Non-Orogen

Selain pada jalur orogen, studi termokronologi dengan jejak belah apatit dilakukan juga pada daerah non-orogen seperti pinggiran kontinen pasif, pensesaran ekstensional, dan kraton. Pada kasus ini, model parameter jejak digunakan untuk mengungkapkan perkembangan bentang alam yang melibatkan peristiwa denudasi erosional yang terkait dengan proses-proses permukaan atau atmosferik, maupun denudasi tektonika akibat aktivitas lempeng litosfer.

Pinggiran Kontinen Pasif

Analisis jejak belah apatit untuk mempelajari dinamika geologi di tepian kontinen telah banyak dilakukan oleh para peneliti. Secara umum, hasil-hasil studi di daerah tersebut memberikan model yang menjelaskan pola dan kronologi denudasi dalam pembentukan topografi pinggiran kerak benua. Dalam konteks ini, hasil interpretasi data jejak memberikan pemahaman tentang evolusi paleogeotermal pada litosfer dan distribusi tekanan, serta karakteristik pengangkatan tektonik yang berasosiasi dengan pemekaran dan proses-proses permukaan bumi (van der Beek dkk., 1994, 1995).

Beberapa peneliti menggunakan studi termokronologi jejak belah apatit (*time-space relationship*) untuk mengkalkulasi volume material sedimen hasil erosi pada daerah tinggian yang berdekatan dengan cekungan lepas pantai, yang diperkirakan terbentuk selama pemekaran. Wagner dkk. (1979) dan Garver dkk. (1999) melakukan

kajian dengan menggunakan perconton material sedimen dan fragmen batuan dasar untuk membuat skenario sejarah denudasi pada jalur pegunungan terdekat. Sedangkan Clift dkk. (1996) dan Gallagher dan Brown (1999) menganalisis sedimen lepas pantai dalam rangka menyusun sejarah pembentukan topografi pinggiran kontinen pasif yang dianggap sebagai sumber material klastik dari perconton.

Sejumlah penelitian di pinggiran kontinen dan daerah pemekaran (*rift flanks*) telah dilakukan oleh para peneliti, termasuk diantaranya adalah:

- Australia tenggara oleh Gleadow dan Lovering (1978), Moore dkk. (1986), Dumitru dkk. (1991), Foster dan Gleadow (1992), O'Sullivan dkk. (1995, 1996, 1999, 2000), Kohn dkk. (1999).
- Greenland timur oleh Gleadow dan Brooks (1979), Thomson dkk. (1999a), Hansen (2000), Johnson dan Gallagher (2000), Mathiesen dkk. (2000).
- Alaska oleh Dumitru dkk. (1995).
- Rio Grande *rift* oleh May dkk. (1994).
- United Kingdom utara oleh Green (1986, 2002), Lewis dkk. (1992), Green dkk. (1999), Thomson dkk. (1999b).
- Laut Merah terusan Suez oleh Kohn dan Eyal (1981), Bohannon dkk. (1989), Omar dkk. (1989), Omar dan Steckler (1995), Kohn dkk. (1997), Menzies dkk. (1997).
- Pegunungan Transantartika oleh Gleadow dan Fitzgerald (1987), Fitzgerald dkk. (1986), Fitzgerald (1994), Schäfer dan Olesch (1998), Lisker (2002).
- Afrika bagian selatan dan Brazil tenggara oleh Brown dkk. (1990), Gallagher dkk. (1994b), Gallagher dan Brown (1997, 1999a, 1999b), Brown dkk. (2000), Cockburn dkk. (2000), Raab dkk. (2002).
- Afrika timur oleh Foster dan Gleadow (1992b, 1993, 1996), Noble dkk. (1997).

Selain contoh-contoh di atas, Gallagher dan Brown (1999a), dan Cockburn dkk. (2000) menggunakan model kuantifikasi sejarah denudasi berdasarkan data jejak

belah untuk menjelaskan perkembangan bentang alam gawir (*escarpment*) yang terbentuk selama pemisahan benua (*continental break-up*). Lingkup yang lain yaitu pada aspek klimatologi. Blythe dan Kleinspehn (1998), dan Winkler dkk. (1999) mengevaluasi pengaruh iklim terhadap denudasi erosional yang diinterpretasikan dari data jejak apatit. O'Sullivan dan Brown (1998) menganalisis sampel pemboran, dan hasil studi mereka menerangkan peristiwa pendinginan sikuen batuan kala Miosen di sepanjang garis pantai Alaska bagian utara diakibatkan karena penurunan jangka panjang pada suhu permukaan rerata tahunan.

Pensesaran Ekstensional

Pemekaran atau perluasan litosfer pada skala regional biasanya dihasilkan dari pensesaran normal yang mengakibatkan pendinginan sikuen batuan di bawah zona pergeseran (*detachment zone*). Pembentukan bentang alam di sini lebih dikontrol oleh proses denudasi tektonika. Pada daerah dengan tatanan geologi seperti itu, aplikasi teknik pentarikan jejak apatit pada umumnya dikombinasikan dengan metode termokronologi lain, dan integrasi multi-termokronometer mampu memberikan informasi detil tentang:

- waktu terjadinya perluasan kerak bumi (*crustal extension*);
- laju pendinginan (*cooling rates*) sikuen batuan;
- laju pergeseran (*slip rates*) rata-rata pada bidang sesar;
- besaran gradien paleogeotermal sebelum dan pada saat perluasan;
- kemiringan awal (*initial dips*) dari bidang sesar dan blok "*hanging wall*" yang terdeformasi.

Penelitian dengan jejak belah apatit yang pernah dilakukan pada daerah-daerah yang dikontrol oleh pensesaran normal regional termasuk antara lain:

- Amerika bagian barat oleh Foster dkk. (1991, 1993), Fitzgerald dkk. (1991, 1993), Dokka (1993), John dan Foster (1993), Howard dan Foster (1996), Foster dan John

(1999), Miller dkk. (1999), Pease dkk. (1993), Fayon dkk. (2000), Stockli dkk. (2001), Foster dan Raza (2002).

- Daerah teluk Kalifornia oleh Axen dkk. (2000), Fletcher dkk. (2000).
- Papua-New Guinea oleh Baldwin dkk. (1993).

Kraton

Kerak benua yang membentuk kraton biasanya dianggap sebagai daerah yang stabil secara tektonik dan isostatik, serta resisten terhadap deformasi internal. Namun demikian, berdasarkan bukti-bukti dari hasil studi jejak belah apatit pada berbagai kraton dan blok Prakambrium terungkap adanya episode erosi yang luas pada Fanerozoikum dari daerah-daerah tersebut (Crowly dkk., 1996, 1991; Zeck dkk., 1988; Brown dkk., 1990; Noble dkk., 1997; Spikings dkk., 1997; Harman dkk., 1998; Mitchell dkk., 1998; Cederbom dkk., 2000; Cederbom, 2001; Gibson dan Stüwe, 2000; O'Sullivan dkk., 2000a; Kohn dkk., 2002b; Osadetz dkk., 2002).


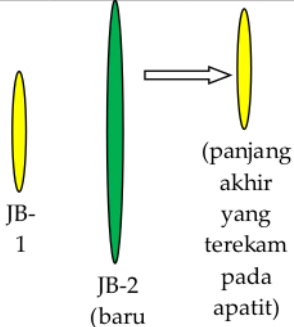
Pensesaran dan Reaktivitas Sesar

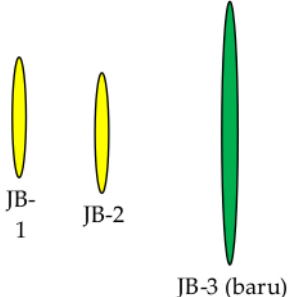
Pada kerak bumi kristalin, penciri stratigrafi (*stratigraphic markers*) yang bisa dipakai untuk merekonstruksi struktur regional dan evolusi tektonik pada umumnya sulit dijumpai. Dalam kondisi seperti itu, data jejak belah dari perconto singkapan dan pemboran dapat digunakan untuk menentukan kedalaman horison paleotermokronologi. Beberapa peneliti telah mengaplikasikan pendekatan ini untuk menentukan ketinggian dan waktu pensesaran, dan pembentukan struktur regional (Tagami dkk., 1998; Wagner dkk., 1989, 1997; Fitzgerald dan Gleadow, 1990; Dumitru, 1991; Foster dan Gleadow, 1992a, 1992b, 1996; Kohn, 1994; O'Sullivan dkk., 1995b, 2000a; Coyle dkk., 1997; Cox dkk., 1998, Kohn dkk., 1999). Hasil studi lain mengungkapkan sejarah reaktivitas sesar tua atau pelurusan (*lineaments*) dengan analisis jejak apatit (Harman dkk., 1980; O'Sullivan dkk., 1980, 1999; Raab dkk., 2002).

5.2. Populasi Jejak Belah

Pada sikuen batuan yang mempunyai sejarah termal sederhana (*simple thermal history*), butiran-butiran apatit memiliki populasi jejak belah seperti ditunjukkan pada Tabel 5.1. Pada tabel ini diilustrasikan ada 3 (tiga) fase paleogeotermal yang pernah mempengaruhi sikuen batuan, yaitu suhu awal rendah t-1 yang terjadi pada kurun waktu geologi T-1, kemudian diikuti oleh suhu lebih tinggi t-2 selama periode T-2, dan disusul oleh suhu rendah lagi t-3 pada saat T-3. Ilustrasi lain memperlihatkan korelasi antara kondisi temperatur yang terjadi pada kisaran waktu tertentu dengan pembentukan jejak belah, populasi jejak belah, dan kemungkinan peristiwa geologi yang menyertai proses akumulasi fosil jejak belah pada kristal pembawa.

Tabel 5.1. Pembentukan dan populasi jejak belah pada mineral pembawa serta kemungkinan peristiwa geologi yang menyertai

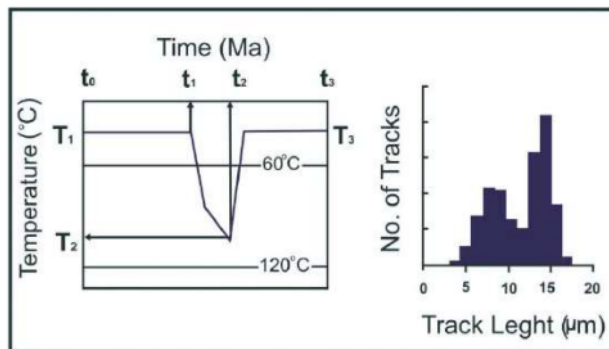
Waktu (T)	Temp. (°t)	Pembentukan Jejak Belah (JB)		Populasi	Contoh Peristiwa Geologi
1	1 (rendah)	JB-1 terbentuk (panjang)		Kristal mengandung satu populasi jejak teraneling (teraneling minimal), tetapi akan mengalami aneling secara signifikan pada T-2 dan t-2	Penimbunan dangkal (<i>shallow burial</i>) pada cekungan sedimen
2	2 (tinggi)	JB-1 teraneling; JB-2 terbentuk (panjang), tetapi memendek dengan cepat (teraneling)		Kristal apatit memiliki jejak belah teraneling (pendek), sehingga mempunyai distribusi panjang jejak belah pendek dan umur lebih	Penimbunan semakin dalam (<i>deeper burial</i>) karena proses sedimentasi berlanjut, dan memberikan pembebanan atau peningkatan

Waktu (T)	Temp. (°t)	Pembentukan Jejak Belah (JB)		Populasi	Contoh Peristiwa Geologi
			terbentuk, tetapi teraneling dengan cepat)	muda	gradien temperatur pada sikuen di bawah
3	3 (rendah)	JB-3 terbentuk (panjang)	 JB-1 JB-2 JB-3 (baru)	Kristal merekam JB-1 dan JB-2 (pendek, terbentuk pada T_{maks} episode <i>heating</i>) serta JB-3 (panjang, terbentuk pada T_{maks} episode <i>cooling</i>). Pada kondisi geologi seperti ini, histogram rerata panjang jejak belah memperlihatkan distribusi bimodal, campuran antara jejak belah pendek dan panjang.	Denudasi menyertai proses pengangkatan, sehingga sikuen batuan mendingin (<i>cooling</i>)

Dalam Tabel 5.1 diperlihatkan jejak belah baru (JB-1) terbentuk pada T-1 dan t-1 rendah, sehingga mineral mengandung jejak belah berukuran panjang (ukuran pada saat terbentuk). Pada T-2 dimana kondisi temperatur meningkat (t-2 tinggi), JB-1 memendek (aneling) secara signifikan, sementara itu pembentukan jejak belah baru terus berlanjut (JB-2), akan tetapi jejak belah ini mengalami aneling dengan cepat karena kondisi temperatur masih tinggi, sehingga butiran apatit memiliki populasi jejak belah berukuran lebih pendek (teraneling). Pada T-3 dan t-3 rendah lagi, jejak belah baru (JB-3) terbentuk dan tidak mengalami aneling, sehingga butiran mineral mempunyai dua populasi, yaitu jejak teraneling (JB-1 dan JB-2) dan jejak tak

teraneling (JB-3). Berdasarkan ilustrasi tersebut dapat dinyatakan bahwa setiap individu jejak belah merepresentasikan kondisi paleotemperatur maksimum (T_{maks}) yang pernah mempengaruhi mineral pembawa, sedangkan distribusi panjang jejak belah dari keseluruhan populasi merupakan rekaman sejarah termal total dari siklus batuan pembawa kristal apatit.

Berdasarkan pada ilustrasi di atas, model sejarah termal dan distribusi panjang jejak belah dari sampel dapat direkonstruksi seperti ditunjukkan pada Gambar 5.1.



Gambar 5.1. Model evolusi paleogeothermal sederhana. Rerata panjang jejak belah menunjukkan distribusi bimodal, terdiri dari kumpulan jejak pendek akibat pemanasan atau burial saat t_1 pada T_1 - T_2 dan jejak panjang akibat pendinginan saat t_2 dari T_2 - T_3 (dimodifikasi dari Gleadow, 1986).

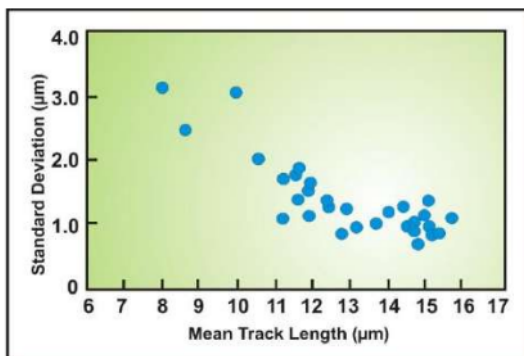
5.3. Sejarah Pengendapan

Penerapan jejak belah pada apatit untuk mempelajari sejarah paleotemperatur dari cekungan sedimen dilakukan pertama kali oleh Naeser (1979). Peneliti ini telah membuat sebuah model berdasarkan data jejak belah yang memperlihatkan tiga zona paleotermal aneling. Ketiga zona aneling itu ternyata terkait dengan tiga segmen aneling modern pada temperatur di bawah $\sim 110^\circ\text{C}$ (Gleadow dkk., 1986; Green dkk., 1989).

Segmen atas atau dekat permukaan bumi merupakan zona aneling minimal yang berada pada temperatur rendah ($\leq 60^\circ\text{C}$). Pada area ini, umur jejak belah merefleksikan umur batuan sumber (*provenance age*) dari butiran apatit, dan acapkali konsisten dengan umur pengendapan dari perconton batuan. Pada zona dengan temperatur antara $\sim 60^\circ$ dan $\sim 110^\circ\text{C}$, umur jejak belah menurun dan biasanya lebih

muda dari umur stratigrafi perconton batuan. Sedangkan pada level yang lebih dalam dimana temperatur semakin tinggi ($>110^{\circ}\text{C}$), jejak belah pada apatit akan mengalami aneling total dengan cepat, dan umur butiran menjadi nol dikarenakan mineral tidak lagi mengandung jejak belah.

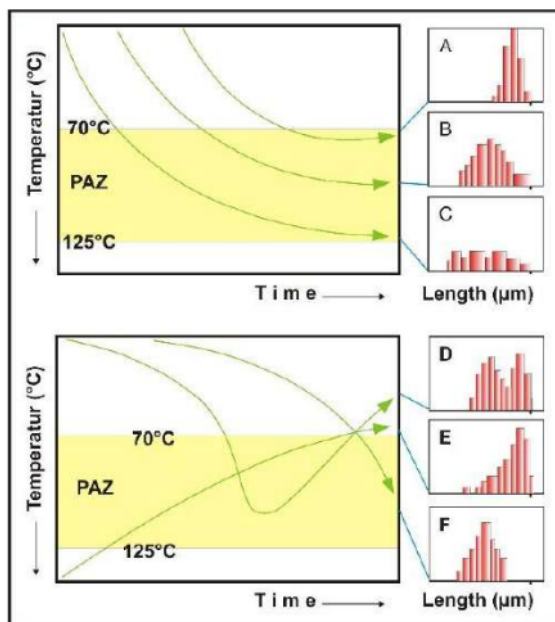
Variabel lain yang sangat penting untuk menginterpretasikan sejarah termal cekungan sedimen adalah distribusi umur butiran tunggal dan juga distribusi panjang jejak belah. Kedua distribusi tersebut akan mengalami perubahan secara gradual mulai dari zona aneling minimal menuju zona aneling sebagian hingga ke zona aneling total. Akan tetapi, hubungan antara panjang rerata dan standar deviasi dari distribusi panjang jejak memperlihatkan korelasi yang berbeda secara signifikan, karena distribusi standar deviasi menjadi semakin menyebar dengan adanya penurunan panjang rerata jejak belah (Gambar 5.2).



Gambar 5.2. Hubungan rerata panjang dan standar deviasi jejak belah. Standar deviasi menjadi semakin lebar (*broader*) karena rerata panjang jejak tersembunyi (*confined tracks*) bertambah pendek (dimodifikasi dari Green dkk., 1988).

Dalam konteks ini, Green dkk. (1988) telah mengidentifikasi perubahan-perubahan pada parameter jejak belah dengan adanya peningkatan kedalaman dan temperatur dari sampel cekungan Otway di Australia. Hasil penelitian mereka menunjukkan bahwa aneling pada umumnya terjadi pada kisaran temperatur antara 70°C dan 125°C . Namun demikian, pada cekungan sedimen yang memiliki sejarah paleotemperatur lebih kompleks pola perubahan secara vertikal (*down-hole changes*) dari parameter jejak belah akan terlihat semakin kompleks pula (O'Sullivan, 1996).

Gleadow dkk. (1983) telah mengajukan model yang tipikal untuk distribusi panjang jejak tersembunyi dari sampel yang telah mengalami sejarah pemanasan berbeda sepanjang waktu geologi (Gambar 5.3). Sebagai contoh, sikuen batuan yang mengalami pemanasan secara progresif, kemungkinan disebabkan oleh laju pengendapan di dalam cekungan sedimen, distribusi panjang jejak tersembunyi menjadi semakin menyebar. Hal itu menunjukkan bahwa jejak belah yang lebih tua telah terekspos pada kondisi temperatur aneling pada kurun waktu lebih lama daripada jejak belah yang lebih muda. Distribusi bimodal dari panjang jejak kemungkinan memperlihatkan perconto batuan yang telah mengalami pemanasan (*heating episode*) karena burial di masa lampau, kemudian diikuti dengan penyingkapan (*exhumation*) akibat denudasi dan erosi yang mengakibatkan kondisi paleogeotermal menurun (*cooling episode*).



Gambar 5.3. Ilustrasi beragam sejarah termal rumpunan batuan dan distribusi panjang jejak belah. Distribusi A, B, dan C merepresentasikan pemanasan progresif; D memperlihatkan episode pemanasan, kemudian berlanjut dengan pendinginan; E menunjukkan pendinginan lambat; dan F mengindikasikan periode pemanasan resen (dimodifikasi dari Gleadow dkk., 1983).

Selain itu, plotting panjang rata-rata jejak tersembunyi terhadap temperatur bawah permukaan saat ini yang telah terkoreksi (*corrected present-day down-hole temperatures*) menunjukkan panjang rata-rata jejak belah menurun secara progresif

dengan kenaikan temperatur. Sebagai contoh pada sampel batuan dari cekungan Otway, panjang jejak >14 μm pada kondisi temperatur sekarang <50°C mengalami penurunan secara cepat menjadi 0 μm pada suhu ~125°C.

5.4. Sejarah Pendinginan, Penyingkapan, dan Pengangkatan

Apabila cekungan sedimen mengalami inversi atau pengangkatan, maka rumpunan batuan secara progresif terekspos pada kondisi temperatur yang lebih rendah atau sikuen batuan mengalami pendinginan. Pada peristiwa seperti ini, mineral pembawa uranium yang terkandung di dalam batuan akan memproduksi jejak belah baru yang sebelumnya tidak pernah mengalami pemanasan. Oleh sebab itu, akumulasi jejak belah baru pada kristal tersebut merupakan rekaman waktu, laju, dan besaran pendinginan yang kemungkinannya diakibatkan oleh penyingkapan terkait dengan adanya pengangkatan sikuen batuan.

Pada skala global, hubungan antara besarnya pengangkatan regional dan penyingkapan rumpunan batuan dapat diformulasikan sebagai berikut:

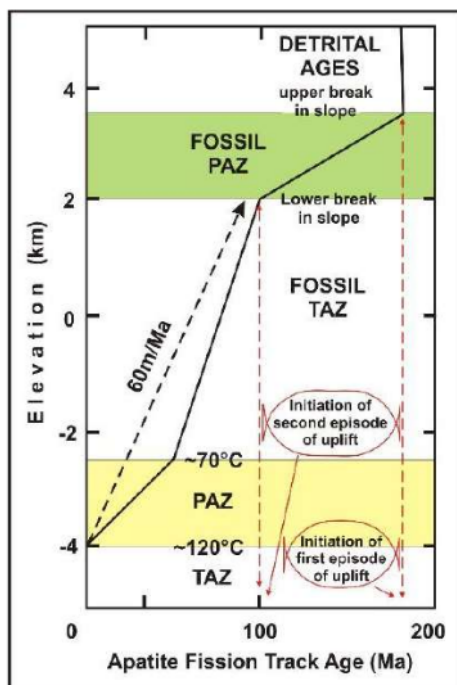
$$T_u = U_r - E_{xh}$$

dimana,

T_u adalah pengangkatan akibat tektonik yang merepresentasikan pergerakan vertikal kulit bumi secara regional; dan U_r adalah peristiwa isostatik lokal akibat penyingkapan (E_{xh}) atau erosi (Ravenhurst and Donelick, 1992).

Gambar 5.4 mengilustrasikan model skematik untuk memperlihatkan pola umur jejak belah dari daerah yang telah mengalami pengangkatan atau *exhumation* (Ravenhurst and Donelick, 1992). Berdasarkan model itu dapat diestimasi waktu, cakupan, dan laju pengangkatan dari sikuen batuan yang telah mengalami aneling (pemanasan) sebelum terangkat. Lebih jauh lagi dapat dilihat bahwa model tersebut

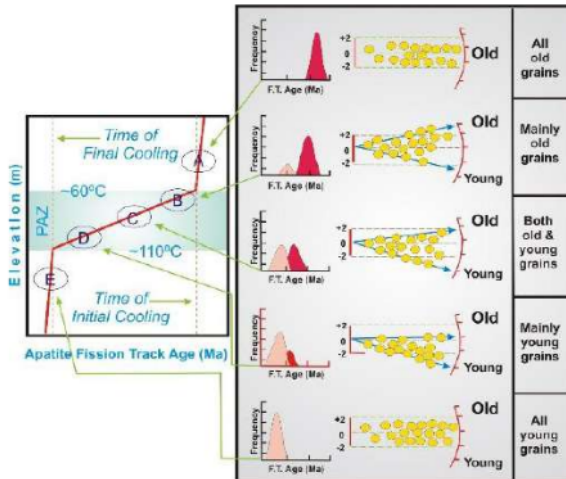
memperlihatkan adanya dua episode pengangkatan. Grafik pada bagian bawah menunjukkan dasar dari fosil zona aneling sebagian yang terangkat, dan menandakan awal dimulainya peristiwa pengangkatan episode kedua. Dengan asumsi gradien panasbumi di daerah tersebut adalah konstan sepanjang waktu geologi, maka laju penyingkapan sikuen batuan sekitar 60 m/juta tahun. Sedangkan profil dari grafik bagian atas menunjukkan puncak dari fosil aneling sebagian, dan merupakan permulaan peristiwa denudasi yang berasosiasi dengan episode awal pengangkatan.



Gambar 5.4. Model termokronologi sejarah pendinginan sikuen batuan akibat eksumasi dalam dua episode pengangkatan. Episode kedua terjadi kurang dari 100 Ma dengan laju pengangkatan sekitar 60m/Ma (dimodifikasi dari Ravenhurts and Donelick, 1992).

Skenario yang serupa diajukan oleh O'Sullivan dan Parrish (1995). Kedua peneliti ini memperlihatkan korelasi distribusi umur butiran dari daerah yang terangkat terhadap elevasi topografi conto batuan (Gambar 5.5). Data mereka menunjukkan umur butiran apatit menjadi semakin tua pada kolom batuan yang telah mengalami episode pendinginan akibat pengangkatan. Sampel A pada horison atas (<60°C) hanya mempunyai umur butiran tua, sedangkan conto B-D yang berada

pada fosil zona aneling sebagian (sebelumnya terekspos pada suhu $\sim 60^{\circ}\text{C}$ - 110°C) mengandung umur butiran tua dan muda. Pada level stratigrafi yang lebih dalam dimana sikuen batuan sebelumnya berada pada temperatur di atas $\sim 110^{\circ}\text{C}$, kristal apatit dari sampel E hanya memiliki umur butiran muda.



Gambar 5.5. Model distribusi umur butiran apatit dari sikuen yang terangkat. Pada awal pendinginan, semua kristal memiliki umur jejak belah muda, selanjutnya pada zona aneling setiap butiran apatit memiliki umur campuran muda dan tua, dan pada episode akhir semua butiran terlihat didominasi umur tua (dimodifikasi dari O'Sullivan and Parrish, 1995).

5.5. Pemodelan Data Jejak Belah

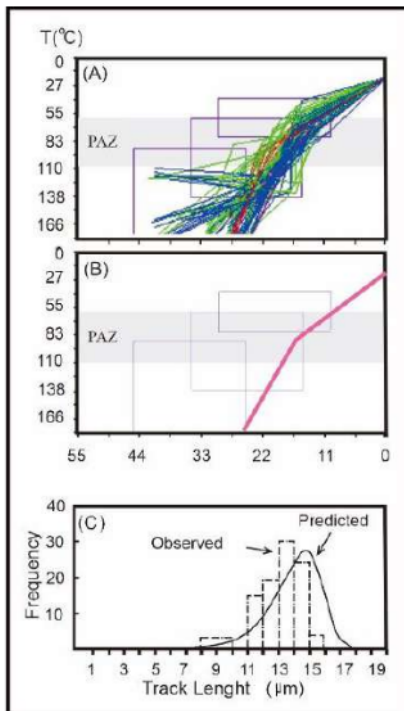
Dalam rangka membuat model termokronologi cekungan sedimen dengan parameter jejak belah, para peneliti telah menggunakan program komputer. Sejumlah program telah digunakan untuk keperluan tersebut, diantaranya adalah *Monte Trax* (Gallagher, 1995), *AFTSolve* (Ketcham dkk., 2000), *DECOMP* (Meesters dan Dunai, 2000a, b), *THA* (Hadler dkk., 2001), dan *HeFTy* (Ketcham, 2001, 2005). Pada bagian ini akan disampaikan secara singkat deskripsi *Monte Trax* dan *HeFTy* berdasarkan pengalaman penulis dalam menggunakan kedua program tersebut.

Monte Trax

Gallagher (1995) telah membuat program ini untuk menginterpretasikan data jejak belah guna menyusun sejarah termal sikuen batuan. Program ini menggunakan model empiris matematis yang dibuat berdasarkan eksperimen laboratorium terhadap

apatit teraneling yang berasal dari Durango (Green dkk., 1986). Selain itu, model kuantitatif ini memakai juga algoritmanya Laslett dkk. (1987) untuk aneling pada temperatur konstan. Gambar 5.6 mengilustrasikan contoh model sejarah termal yang dikonstruksi dengan program *Monte Trax*. Model ini dibuat dengan 4 (empat) poin termasuk juga asumsi suhu permukaan saat ini sebesar 20°C, 100 populasi *Monte Carlo*, dan 10 algoritma genetik.

Model akhir dari sejarah termal ditunjukkan secara berturut-turut dalam bentuk profil keseluruhan atau *all runs* (Gambar 5.6a), dan kurva kesesuaian terbaik atau *best fit curve* (Gambar 5.6b). Sedangkan distribusi panjang jejak tersembunyi diperlihatkan pada Gambar 5.6c. Dalam upaya mendapatkan kesesuaian terbaik sejarah termal dari data yang diobservasi, program ini mengadopsi algoritma genetik yang semula mirip dengan simulasi *Monte Carlo*.



Gambar 5.6. Pemodelan data jejak belah dengan program *Monte Trax* yang dibuat oleh Gallagher (1995). Pada contoh ini diperlihatkan (A) model *all runs*, (B) *best fit*, dan (C) distribusi panjang jejak tersembunyi (dimodifikasi dari Sutriyono, 1999).

Pentahapan yang dilakukan oleh algoritma genetik dalam menentukan kesesuaian terbaik sejarah termal berdasarkan data jejak belah mencakup:

- Pembentukan konstrain sejarah termal secara acak. Pada tahap ini, profil paling awal dari algoritma genetik dipilih secara acak dan ditampilkan dengan banyak generasi yang dikreasikan oleh program untuk menentukan kemungkinan-kemungkinan model sejarah termal berdasarkan data yang diobservasi.
- Kreasi generasi berikutnya. Generasi baru di sini adalah model dengan tingkat kesesuaian yang lebih baik (*better fit model*) atau rasio kemiripan yang lebih besar (*greater "likelihood" ratio*) yang dihasilkan dari eksaminasi generasi sebelumnya. Pada tahap ini, algoritma genetik telah mereduksi peluang kemungkinan-kemungkinan model sejarah termal yang dibentuk sebelumnya dari pembatas geologi (*geological constraints*) yang luas.
- Iterasi dalam mencari kesesuaian terbaik dari model sejarah termal. Selama tahap pencarian untuk mendapatkan kesesuaian terbaik, algoritma genetik mengulangi proses secara menerus, dan kontinyu menguji iterasi sebelumnya hingga didapatkan kesesuaian terdekat dengan data yang diobservasi.

Penggunaan program komputer ini memerlukan sejumlah masukan (*input*) sebelum membuat sejarah termal, yaitu:

- Input data sintetik untuk waktu dan temperatur. Program *Monte Trax* memerlukan konstrain waktu dan temperatur (maksimum 20 pasang). Gallagher (1995) menyatakan bahwa model yang dikonstruksikan dengan pembatas waktu-temperatur kurang dari tiga pasang tidak akan sesuai (*unfitted*) dengan data yang diobservasi. Sebaliknya, Gallagher mengelaborasi bahwa konstruksi model dengan lebih dari lima pasang waktu-temperatur tidak akan memberikan perbaikan solusi

secara signifikan. Pada model terakhir, setiap pasangan waktu-temperatur digambarkan batas keyakinan (*confidence bar*) dalam bentuk kotak.

- Input data jejak belah. Parameter yang dimasukkan termasuk umur, dan panjang jejak rata-rata berserta standar deviasinya.
- Input distribusi panjang jejak belah. Dalam hal ini data yang dimasukkan adalah hasil pengukuran panjang setiap individu jejak belah.
- Seleksi jumlah simulasi *Monte Carlo* dan kontrol algoritma genetik. Pada umumnya, parameter statistik yang digunakan untuk menilai tingkat keyakinan adalah 100 populasi *Monte Carlo* dan 10 algoritma genetik.

HeFTy

Pada prinsipnya, *HeFTy* dirancang untuk membuat perhitungan secara simultan terhadap multi-termokronologi sistem untuk satu perconton atau lokasi. Parameter termokronologi yang dapat diintegrasikan ke dalam program adalah jejak belah (umur dan panjang jejak), *vitrite reflektansi* (VR), dan (U-Th)/He. Luaran dari pemodelan ini adalah histogram dan distribusi panjang jejak hasil perhitungan berdasarkan pada pola waktu dan temperatur. Di bawah histogram ditampilkan sejumlah nilai yang mendeskripsikan keserasian antara model dan data terukur, termasuk umur dan panjang jejak. Pada *HeFTy*, parameter jejak belah diprediksikan dengan menggunakan *forward modelling* dari data. Perbedaan antara model dan data terukur diperlihatkan dengan besaran tingkat kesesuaian atau *goodness of fit* (GOF).

Apabila nilai GOF 0,05 atau lebih besar maka model dan data terukur berada dalam batas perbedaan yang dapat diterima (*acceptable fit*). Jika nilai GOF 0,50 atau lebih tinggi maka diperoleh korelasi yang benar antara pola waktu-umur jejak belah dan model kinetiknya. Besaran umur tertua dari jejak belah yang tidak mengalami aneling sepenuhnya ditampilkan pula untuk memperlihatkan awal mula dimulainya

sejarah termal yang terekam pada butiran apatit. Berikutnya adalah nilai rata-rata panjang jejak dari model maupun hasil pengukuran, dan standar deviasi dari distribusi panjang jejak.

Selain *forward modelling*, *HeFTy* menggunakan juga *inverse modelling*, sehingga program ini dapat membuat:

- *forward model* dalam jumlah besar;
- komparasi hasil antara prediksi dan terukur untuk setiap *forward model*;
- *forward model* yang baik (*good model*) ataupun yang dapat diterima (*acceptable model*) yang memberikan konstrain secara kuantitatif untuk sejarah temperatur dan waktu sebagaimana dicerminkan oleh data terukur.

Hasil pemodelan dengan program ini dapat ditampilkan dalam 3 (tiga) versi, yaitu:

- pola arah dengan garis (*paths*);
- pola arah dengan zona area tertutup (*path envelopes*);
- titik-titik pembatas (*constrain points*).

5.6. Integrasi Data Jejak Belah dan Vitrinit Reflektan

Salah satu pendekatan yang digunakan untuk merekonstruksi sejarah panasbumi pada cekungan sedimen yaitu dengan mengintegrasikan data jejak belah dengan hasil pengukuran vitrinit reflektan atau VR (Bray dkk., 1992, Green dkk., 1995). Integrasi kedua variabel temperatur independen itu memberikan konstrain yang lebih baik dalam rangka memahami evolusi waktu dan temperatur yang terekam oleh sikuen batuan pada cekungan sedimen.

VR merupakan teknik yang mendasarkan pada zat organik untuk mengestimasi gradien paleogeotermal pada cekungan sedimen (Lopatin, 1971; Waples, 1980; Tissot dkk., 1987; Burnham dan Sweeney, 1989). Metode ini

menggunakan sinar refleksi untuk mengukur vitrinit pada permukaan terpoles dengan minyak yang diketahui indeks refraksinya. Jumlah sinar terpantulkan menunjukkan level kematangan termal (*thermal maturity*) dari material organik di dalam batuan sedimen. Secara alamiah, nilai vitrinit meningkat dengan peningkatan diagenesis material organik sepanjang waktu. Oleh sebab itu, metode ini tidak memberikan konstrain waktu pada saat sikuen sedimen mencapai paleotemperatur maksimum. Selain itu, ketidakpastian yang terkait dengan estimasi paleotemperatur dari teknik ini masih banyak yang belum diketahui, tetapi kemungkinan sama dengan metode jejak belah yaitu $\pm 10^{\circ}\text{C}$ (Bray dkk., 1992).

Adapun kelebihan dari pengintegrasian kedua indikator suhu tersebut adalah:

- sejarah termal cekungan sedimen dapat dikembangkan hingga temperatur yang lebih tinggi;
- gradien paleogeotermal dapat diestimasi;
- besarnya denudasi sejak paleotemperatur maksimum tercapai dapat pula diestimasi.

Pengembangan Sejarah Termal

Penggabungan data jejak belah dengan nilai vitrinit reflektan memungkinkan peneliti untuk merekonstruksi sejarah termal sikuen batuan hingga ke temperatur yang lebih tinggi. Sebagai contoh, dengan mengaplikasikan persamaan nomor 2 dari Burnham dan Sweeney (1989), nilai VR sebesar $\sim 0,7\%$ merepresentasikan temperatur maksimum $\sim 110^{\circ}\text{C}$ untuk jangka waktu pemanasan ~ 10 juta tahun. Dalam konteks aneling jejak belah pada mineral apatit, besaran temperatur maksimum untuk masa pemanasan tersebut mengindikasikan puncak dari zona aneling total. Oleh karenanya, nilai $\text{VR} \geq 0,7\%$ dapat digunakan untuk menguji apakah perconton batuan

telah berada pada paleotemperatur >110°C selama kurun waktu yang diperlukan untuk aneling total.

Estimasi Gradien Paleogeotermal

Integrasi data jejak belah dan VR dapat pula digunakan untuk mengestimasi gradien paleogeotermal pada cekungan sedimen. Pendekatan ini bisa dilakukan dengan memplotkan nilai paleotemperatur maksimum yang diinterpretasikan dari data jejak belah ataupun VR terhadap kedalaman sampel. Profil paleotemperatur versus kedalaman akan memberikan estimasi gradien paleogeotermal pada kurun waktu ketika episode pendinginan dimulai (Gambar 5.7). Selain itu, komparasi nilai gradien paleogeotermal terhadap nilai gradien geotermal saat ini dapat mengungkapkan penyebab terjadinya episode pemanasan masa lampau (*paleoheating*) yang diikuti oleh pendinginan sampai kepada kondisi temperatur sekarang.

Estimasi Denudasi

Kombinasi data jejak belah dan VR dapat juga memberikan estimasi besaran denudasi sikuen batuan sejak tercapainya paleotemperatur maksimum. Bray dkk. (1992) telah memberikan model yang memberikan estimasi besaran rumpunan batuan sedimen yang telah tererosi, dimana paleotemperatur maksimum telah tercapai yang utamanya disebabkan oleh burial yang semakin dalam dan peningkatan gradien paleogeotermal (Gambar 5.7). Pada contoh kasus yang sederhana dimana rejim pemanasan di masa lalu hanya dikarenakan oleh burial, kemudian diikuti oleh pendinginan yang disebabkan oleh denudasi, dan nilai gradien geotermal tetap konstan semenjak paleotemperatur tercapai, maka jumlah sikuen yang tererosi dapat dihitung dengan formula sederhana berikut ini:

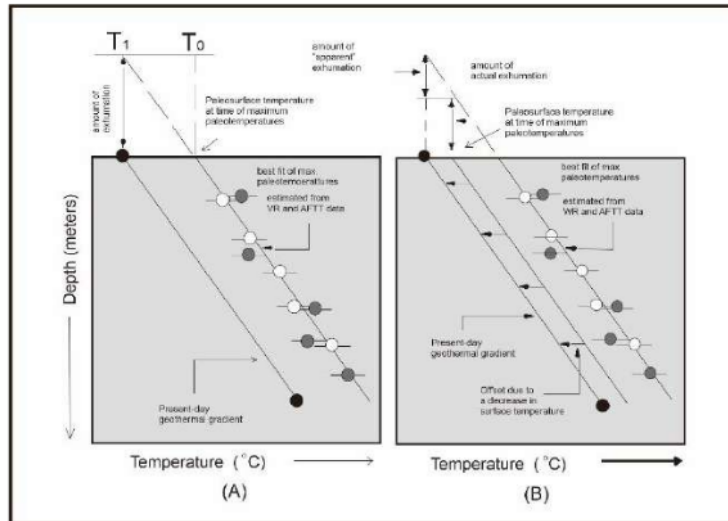
$$Sr = Ca/Gg$$

dimana,

Sr: banyaknya sikuen tererosi

Ca: derajat pendinginan

Gg: nilai gradien geotermal



Gambar 5.7. Kombinasi data jejak belah dan nilai VR digunakan untuk estimasi besaran denudasi akibat eksumasi. Pada kasus (A) kondisi temperatur permukaan dan gradien geotermal relatif konstan, sedangkan pada model (B) terlihat semakin kompleks karena temperatur permukaan mengalami penurunan secara signifikan (dimodifikasi dari Bray dkk., 1992; O'Sullivan dan Brown, 1998).

Gambar 5.7a memberikan ilustrasi secara skematik metode estimasi besarnya penyingkapan rumpunan batuan akibat pengangkatan dalam kondisi temperatur permukaan dan gradien geotermal relatif konstan sepanjang waktu geologi. Gradien geotermal saat ini biasanya dihitung dari temperatur terkoreksi yang diukur dari sumur pemboran, sedangkan paleotemperatur maksimum yang dicapai sikuen batuan diestimasi dari data termokronologi jejak belah apatit dan atau nilai VR. Pada model ini, jumlah sikuen tererosi dapat dihitung secara langsung dengan formula sederhana di atas.

Akan tetapi, model estimasi akan menjadi lebih kompleks untuk kasus dimana rerata temperatur permukaan tahunan berubah sepanjang waktu geologi. Gambar 5.7b memperlihatkan contoh kalkulasi besarnya denudasi dengan kondisi temperatur permukaan menurun secara signifikan sejak rumpunan batuan mencapai paleotemperatur maksimum. Pada model ini, evaluasi besarnya penyingkapan tergantung dari perubahan paleotemperatur permukaan. Apabila paleotemperatur permukaan pada saat temperatur maksimum tercapai oleh sikuen batuan tidak diketahui, maka temperatur permukaan saat ini bisa digunakan, dan sebagai konsekuensinya adalah jumlah pendinginan akan melebihi besarnya denudasi (O'Sullivan dan Brown, 1998). Dalam kasus dimana paleotemperatur permukaan pada saat sikuen batuan berada pada paleotemperatur maksimum dapat diketahui, maka estimasi besarnya pendinginan dapat diperhitungkan dari perbedaan antara temperatur permukaan pada masa lampau dan temperatur permukaan sekarang (Gambar 5.7b). Sedangkan besarnya sikuen batuan terdenudasi dapat dikalkulasikan dengan menggunakan persamaan di atas.

Sebaliknya, apabila pemanasan dan pendinginan rumpunan batuan pada masa lampau berkorelasi erat dengan aliran panas (*heat flow*) dan denudasi, maka jumlah material tererosi bisa ditentukan dengan memakai rumus berikut ini:

$$S_r = (T_1 - T_0) / (dT/dz)_p$$

dimana,

T_1 : estimasi temperatur permukaan sekarang

T_0 : estimasi temperatur permukaan pada saat sikuen batuan berada pada temperatur maksimum

$(dT/dz)_p$: gradien paleogeotermal pada waktu paleotemperatur maksimum tercapai.

5.7. Studi Batuan Sumber

Selain untuk merekonstruksi termokronologi cekungan sedimen, data jejak belah dapat juga digunakan untuk mempelajari evolusi paleotermal batuan sumber (*provenance terrains*) yang mensuplai material klastik ke dalam cekungan sedimen. Pada sikuen batuan sedimen yang tidak pernah mengalami pemanasan secara signifikan semenjak pengendapan, parameter jejak belah pada butiran pembawa memberikan informasi tentang kondisi paleotemperatur pada saat bercak radiasi tersebut terbentuk. Pada situasi geologi seperti ini, umur jejak belah apatit seringkali lebih tua atau sepadan dengan umur pengendapan dari perconto batuan, dan distribusi panjang jejak dari sampel merepresentasikan kondisi paleotemperatur pada rumpunan batuan sumber sebelum peristiwa pengendapan pada cekungan sedimen. Oleh karena itu, analisis butiran apatit tak teraneling yang dipisahkan dari perconto batuan akan mengungkapkan sejarah termal batuan sumber yang mensuplai material klastik ke dalam cekungan sedimen.

Bab 6

TEKNIK PENTARIKAN

6.1. Metode

Pentarikan untuk mendapatkan umur jejak belah dapat dilakukan dengan beberapa teknik. Sejauh ini ada lima metode yang dapat digunakan untuk penanggalan, yaitu:

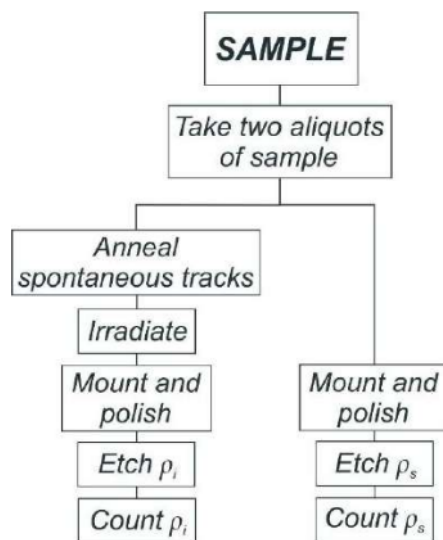
1. Populasi (*population method*).
2. Subtraksi (*subtraction method*).
3. Pemolesan ulang (*repolishing method*).
4. Pengetsaan ulang (*reetching method*).
5. Detektor luar (*external detector method*).

Gleadow (1981) mengelompokkan strategi pentarikan di atas menjadi dua metode, yaitu "*multi-grain methods*", termasuk di dalamnya adalah populasi dan subtraksi, dan "*single-grain methods*", terdiri dari pemolesan ulang, pengetsaan ulang, dan detektor luar. Berdasarkan hasil *workshop* yang melibatkan sejumlah laboratorium dari berbagai negara terlihat bahwa metode populasi dan detektor luar lebih banyak diaplikasikan untuk pentarikan jejak belah. Ke-lima metode tersebut telah dibahas secara detil oleh Gleadow (1981 dan 1984), Storzer dan Wagner (1982), dan Hurford dan Green (1982).

6.1.1. Populasi

Teknik pentarikan ini dilakukan dengan menyiapkan dua kumpulan butiran-butiran mineral yang sudah dipisahkan dari perconton batuan (Gambar 6.1). Satu disiapkan untuk menghitung jejak spontan, dan satu lagi digunakan untuk mendapatkan jejak

induksi. Perhitungan jejak induksi dilakukan dari perconto kristal yang telah dipanaskan di laboratorium pada suhu aneling total, sehingga jejak belah spontan benar-benar terhapus dari butiran-butiran mineral pembawa. Sampel ini kemudian dikirimkan untuk iradiasi bersamaan dengan gelas standar untuk memonitor "neutron dose". Pasca iradiasi, kristal-kristal apatit disiapkan untuk membuat preparat, kemudian diasah, dietsa, dan dihitung jejak induksinya (Q_i). Satu preparat dibuat lagi dari butiran-butiran apatit tak teraneling, selanjutnya diasah, dietsa dan dihitung jejak spontannya (Q_s). Pemakaian dua preparat dalam pentarikan tampaknya mendasarkan pada asumsi bahwa sampel apatit memiliki konsentrasi uranium yang ekuivalen, sehingga strategi ini menjadi kurang tepat apabila digunakan untuk penanggalan perconto dengan kandungan uranium bervariasi, dan sebagai konsekuensinya adalah umur yang dihasilkan menjadi tidak valid.



Gambar 6.1. Prosedur pentarikan dengan metode populasi (dimodifikasi dari Hurford dan Green, 1982).

Bagi sebagian peneliti, teknik seperti ini dirasakan memberikan kelebihan tersendiri, karena kondisi pengetsaan dan geometri registrasi antara jejak spontan dan jejak induksi dapat identik atau dikenal sebagai geometri 4π . Keunggulan lain terlihat juga apabila digunakan untuk pentarikan perconto mineral yang memiliki

kandungan uranium tidak beragam. Sebaliknya, sejumlah pakar berpandangan bahwa metode ini mempunyai kekurangan apabila pentarikan dilakukan pada perconto yang memiliki:

- konsentrasi uranium beragam;
- densitas atau kerapatan jejak yang tinggi;
- jaringan dislokasi di dalam kristal.

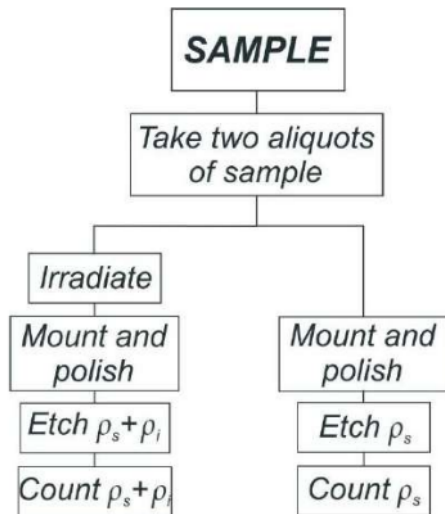
Gleadow (1984) telah pula mengidentifikasi beberapa kekurangan dari teknik populasi, antara lain:

- tidak bisa mengungkapkan disparitas umur butiran perconto;
- tidak dapat diaplikasikan untuk kristal yang mempunyai konsentrasi uranium tinggi dan beragam, seperti kristal sphene dan zirkon.

Pada situasi seperti itu kondisi pengetsaan kemungkinan tidak bisa identik, karena laju pengetsaan diantara butiran mineral bervariasi. Sejumlah perconto kristal kemungkinan merespon lebih efektif terhadap larutan kimia daripada butiran-butiran yang lain selama proses pengetsaan.

6.1.2. Subtraksi

Teknik ini diawali dengan mempersiapkan dua kumpulan butiran-butiran perconto mineral; satu dikirimkan untuk diiradiasi pada reaktor nuklir, dan satunya lagi untuk dibuat preparat dan diasah secara mekanik (Gambar 6.2). Perconto yang sudah diiradiasi kemudian dibuat preparat dan diasah serta dietsa untuk memunculkan jejak spontan dan induksi, selanjutnya dilakukan perhitungan kedua jenis jejak tersebut (Q_s dan Q_i).

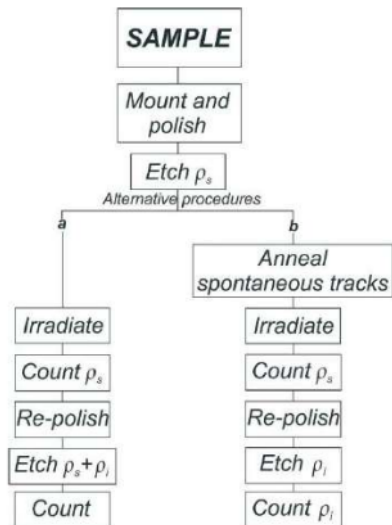


Gambar 6.2. Prosedur pentarikan dengan metode subtraksi (dimodifikasi dari Hurford dan Green, 1982).

Satu sampel yang sudah diasah tetapi tidak diiradiasi dilakukan pengetsaan, dan dihitung jejak spontannya (q_s). Dalam konteks lingkungan, metode ini dirasakan kurang bersahabat karena sampel yang sudah diiradiasi (mengandung unsur radioaktif) harus diasah di laboratorium, sehingga berpotensi menimbulkan dampak kurang baik di lingkungan kerja.

6.1.3. Pemolesan Ulang

Metode ini dilakukan dengan cara memoles kembali preparat mineral yang telah dipakai untuk menghitung jejak spontan, sehingga diperoleh sisi internal dengan geometri 4π untuk registrasi jejak belah. Gambar 6.3 memperlihatkan pentahapan dalam penyiapan sampel untuk pentarikan dengan teknik ini. Pada tahap awal disiapkan preparat kristal apatit, diasah, dan dietsa jejak spontannya. Pada tahap berikutnya ada dua prosedur alternatif. Pertama, preparat mineral yang sudah diasah disiapkan untuk dietsa dan diiradiasi, kemudian dihitung jejak spontannya (q_s).



Gambar 6.3. Prosedur pentarikan dengan metode pemolesan ulang (dimodifikasi dari Hurford dan Green, 1982).

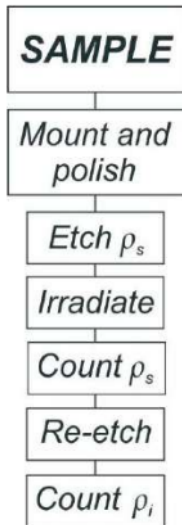
Selanjutnya, sampel diasah kembali (*repolishing*) dan dietsa, serta dihitung jejak spontan dan induksinya (Q_s dan Q_i). Kedua, preparat mineral yang sudah diasah (tanpa dietsa) dipanaskan hingga teraneling, kemudian diiradiasi. Pasca iradiasi dilakukan perhitungan jejak spontan (Q_s), dan sampel lantas diasah ulang (*repolishing*) untuk selanjutnya dietsa dan dihitung jejak induksinya (Q_i). Seperti teknik substraksi, metode pemolesan ulang berpotensi juga menimbulkan dampak lingkungan kurang baik karena melakukan pemolesan material teriradiasi (mengandung unsur radioaktif) di laboratorium.

Metode ini dianggap oleh sebagian peneliti (Storzer dan Wagner, 1982) mempunyai kelebihan berdasarkan argumentasi berikut ini:

- mudah untuk pentarikan perconto yang memiliki distribusi uranium beragam, karena perhitungan jejak spontan dan jejak induksi bisa dilakukan pada sisi yang identikal atau hampir sama;
- tidak menimbulkan persoalan yang terkait dengan perbedaan orientasi sumbu kristalografi;
- memungkinkan pentarikan butiran berukuran kecil dengan kandungan uranium cukup tinggi.

6.1.4. Pengetsaan Ulang

Pentahapan yang harus dilakukan untuk metode ini secara berurutan diperlihatkan pada Gambar 6.4. Pekerjaan laboratorium diawali dengan mempersiapkan preparat mineral untuk diasah, dietsa jejak spontannya, diiradiasi, dan dihitung jejak spontannya (Q_s).



Gambar 6.4. Prosedur pentarikan dengan metode pengetsaan ulang (dimodifikasi dari Hurford dan Green, 1982).

Pasca perhitungan jejak spontan, sampel dietsa kembali untuk selanjutnya dihitung jejak induksinya (Q_i). Di sini terlihat bahwa proses pengetsaan dilakukan sebelum dan sesudah preparat kristal diiradiasi dalam reaktor nuklir tanpa penghapusan terlebih dahulu jejak spontan sebagaimana yang dilakukan pada metode populasi.

6.1.5. Detektor Eksternal

MDE terlihat banyak digunakan, dan salah satu prosedur yang diajukan oleh Naeser dan Naeser (1984) tampaknya lebih umum diaplikasikan. Fenomena itu dapat dilihat dari laporan Miller dkk. (1993) yang memperlihatkan 90% dari total 15 laboratorium dari berbagai negara yang mengikuti *workshop* jejak belah tahun 1992 telah

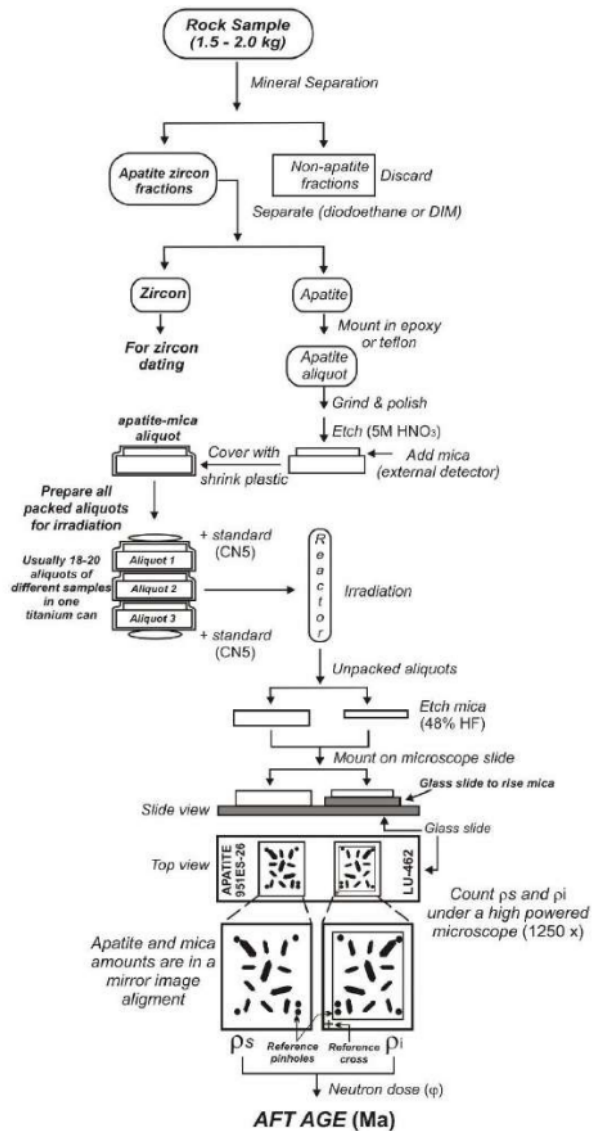
menggunakan MDE. Dalam prakteknya, MDE didukung dengan teknik zeta kalibrasi, yaitu penanggalan dengan menggunakan mineral apatit yang berasal dari daerah dimana kondisi geologinya sudah diketahui secara baik, termasuk diantaranya adalah *Fish Canyon Tuff*, Colorado (USA), *Mt Dromedary Syenite*, New South Wales (Australia), dan *Durango Apatite*, Durango (Mexico).

Pada prinsipnya, metode ini memakai mika dengan kadar uranium rendah (*Brazil Ruby*) untuk melapisi preparat apatit. Lembaran mika ini berfungsi sebagai media perekam jejak belah induksi selama proses iradiasi (Gambar 6.5). Pada sistem ini, preparat mineral dan detektor luar dietsa secara terpisah dengan menggunakan larutan kimia dan pada interval waktu yang berbeda. Mika dietsa dengan HF selama 20 menit dan pada suhu udara ruangan sekitar 20°C. Proses yang dilakukan secara independen ini memungkinkan terjadinya efisiensi pengetsaan yang berbeda, dan geometri perekaman jejak belah spontan dan induksi tidak sama. Mika akan merekam jejak belah induksi hanya dari bagian kristal terpoles; oleh karenanya dikenal sebagai geometri 2π dengan faktor geometri 0,5. Hal ini berbeda dengan metode populasi yang dikenal sebagai geometri 4π dengan faktor geometri 1,0 (Gleadow, 1981).

Menurut Gleadow (1981 dan 1984), teknik MDE memberikan hasil yang lebih akurat jika dibandingkan dengan metode lainnya, terutama jika diaplikasikan untuk kristal-kristal dengan kandungan uranium tinggi seperti zirkon, sphene, dan apatit. Adapun keunggulan dari metode ini antara lain adalah:

- pentarikan untuk perconto dengan konsentrasi uranium heterogen dan umur bawaan beragam dapat dilakukan dengan akurasi tinggi;
- kepastian untuk mendapatkan kesamaan area perhitungan jejak spontan dan induksi lebih mudah diperoleh;

- pemilihan kristal yang representatif untuk penanggalan lebih mudah dilakukan, sehingga kesalahan perhitungan dislokasi sebagai jejak belah dapat dihindari;
- relatif ramah lingkungan karena pengasahan dan pemolesan sampel ter-radiasi (mengandung unsur radioaktif) tidak banyak dilakukan di laboratorium.



Gambar 6.5. Prosedur pentarikan dengan metode detektor luar (dimodifikasi dari Sutriyono, 1999).

Bab 7

PROSEDUR EKSPERIMEN

7.1. Sistem

Teknologi pentarikan menggunakan jejak belah telah berkembang dengan pesat, termasuk sistem perangkat keras dan perangkat lunak (*software*) yang diaplikasikan untuk permodelan termokronologi. Hingga saat ini setidaknya ada dua sistem yang digunakan untuk analisis jejak belah, yaitu teknik konvensional dengan menggunakan komputer yang mengontrol kerja mikroskop (*computer-controlled microscope stage system*), dan teknik perhitungan secara otomatis (*automated counting system*). Pada teknik pertama, perhitungan jejak spontan dan induksi dilakukan oleh peneliti sendiri, sedangkan pengukuran panjang jejak dilaksanakan secara semi-otomatis dengan menggunakan tetikus atau *mouse* dari rangkaian *drawing tube* dan *digitizer tablet*.

Faktor pengalaman empiris dan kejelian sangat krusial, semakin berpengalaman maka kecenderungannya semakin jeli dalam mendeteksi jejak, sehingga parameter yang diperoleh pada umumnya semakin akurat. Pada teknik kedua, perhitungan jejak spontan dan induksi dilakukan secara otomatis oleh sistem, sedangkan pengukuran panjang jejak belah dikerjakan secara semi-otomatik dengan memakai tetikus komputer. Kedua sistem tersebut memerlukan prosedur laboratorium yang berbeda, khususnya pada pentahapan pengasahan (*polishing*) dan juga pelapisan permukaan (*surface coating*). Pada sistem perhitungan otomatis, konsentrasi uranium dari kristal apatit diperoleh dengan menggunakan peralatan *laser-ablation ICP-MS*.

7.2. Perconto Batuan

Kristal apatit pada umumnya dapat diperoleh dari kelompok batuan beku, sedimen klastik, dan metamorfik. Perconto yang digunakan untuk keperluan pentarikan bisa diambil dari singkapan batuan maupun dari sikuen bawah permukaan (*core/cutting*). Kuantitas dan kualitas sampel akan turut menentukan kelayakan secara statistik analisis jejak belah, oleh karena itu perconto batuan dianjurkan berkisar antara 1,5-2,0 kg, dan diupayakan dalam keadaan segar. Kristal apatit yang dipisahkan dari sampel setidaknya bisa mencapai berat sekitar 10 mg, sehingga diperoleh peluang lebih besar untuk mendapatkan minimal 20 butiran dari setiap perconto.

7.3. Penyiapan Sampel

Faktor penting yang harus diperhatikan selama penyiapan sampel yaitu:

- setiap perconto batuan harus diberi label (notasi/nomor/kode) yang unik dan harus konsisten sepanjang pentahapan pekerjaan laboratorium, agar tidak menimbulkan kebingungan dengan identitas sampel;
- setiap peralatan yang akan digunakan harus dibersihkan terlebih dahulu agar tidak terjadi kontaminasi pada perconto batuan;
- setiap tahapan pekerjaan harus mengikuti *standard operational procedure* (SOP) yang diberlakukan di laboratorium, khususnya yang menggunakan zat kimia berat dan penanganan material radioaktif pasca iradiasi.

Penyiapan sampel diawali dengan pencucian batuan, penghancuran (*crushing*), penggerusan (*grinding*), pencucian fraksi gerusan, pengeringan dan pengayakan. Langkah-langkah selengkapnya adalah sebagai berikut:

- perconto batuan dicuci untuk menghilangkan material hasil pelapukan dan fraksi halus lainnya (lempung/lumpur bor);

- batuan dikeringkan, kemudian dihancurkan dengan menggunakan *jaw crusher* untuk mereduksi ukurannya;
- fragmentasi batuan digerus dengan *disk mill* yang disetel pada spasi 250 μm hingga diperoleh material berukuran pasir;
- material pasir dicuci secara manual dengan alat pendulang emas (*gold pan*), dan juga secara mekanis dengan meja getar seperti *Wilfley™*;
- setelah sampel benar-benar bersih dari fraksi lempung, kemudian dikeringkan di dalam oven dengan suhu sekitar 60°C;
- sampel kering diayak dengan ayakan berukuran 200 μm , atau 250 μm , dan atau 300 μm ; selanjutnya dilakukan pemisahan kristal apatit dari mineral-mineral lainnya.

7.4. Pemisahan Mineral

Teknik untuk memisahkan butiran apatit dan zirkon dari fragmen lainnya biasanya menggunakan dua cara, yaitu:

1. Pemisahan dengan alat magnetik atau *magnetic separator (Frantz™)* yang diposisikan secara vertikal dan miring.
2. Pemisahan dengan larutan kimia berat *sodium polytungstate (SPT)* dan *diodomethane (DIM)*.

Proses pemisahan dengan alat magnetik vertikal dan miring dilakukan masing-masing sebelum dan sesudah pemisahan dengan SPT.

Separator Magnetik Vertikal

Prosedur yang digunakan untuk memisahkan material non-magnetik dari fraksi magnetik adalah sebagai berikut:

- Blok magnetik disetel pada posisi vertikal.

- Kuat arus yang digunakan sebaiknya bertahap mulai dari 0.5 A, 1.0 A, dan 1.8 A, bahkan apabila diperlukan bisa sampai skala penuh.
- Kertas untuk menumpahkan material dipasang di atas dan di antara dua blok magnetik.
- Nampan diberi alas kertas, dan diletakkan di bawah blok magnetik untuk menampung material non-magnetik.
- Selanjutnya, material ditumpahkan melalui kertas diantara dua blok magnetik, maka fraksi magnetik akan terpisahkan dari mineral-mineral non-magnetik. Dalam proses ini, mineral non-magnetik termasuk apatit dan zirkon akan melewati blok magnetik dan tertampung pada nampan, sedangkan fraksi magnetik seperti opaques, biotite, dan hornblende menempel pada kertas diantara kedua blok magnetik. Dalam hal ini semua fragmen magnetik tidak digunakan, kecuali akan dipakai untuk keperluan studi yang lain.
- Fraksi non-magnetik selanjutnya di proses dengan larutan SPT untuk memisahkan apatit dan zirkon dari mineral-mineral ringan.

Pemisahan dengan SPT

Pada tahap ini, proses pemisahan mineral menggunakan SPT yang dicampur air dan merupakan larutan yang bersifat bukan racun (*non-toxic*). Prosedur pemisahan mineral adalah sebagai berikut:

- Larutan SPT disiapkan dan harus dipastikan memiliki *specific gravity* atau S.G $\geq 2,85$ g.cm⁻³. Dalam larutan ini apatit (S.G = 3,2 g.cm⁻³) dan zirkon (S.G = 4,7 g.cm⁻³) merupakan mineral-mineral berat.
- Peralatan seperti *funnel* (corong pemisah), *flask* (gelas ukur atau labu takar), *glass disc* (cawan arloji), corong gelas, dan alat-alat gelas lain harus dipastikan dalam keadaan bersih dan kering sebelum digunakan untuk menghindari kontaminasi.

- Keran dipasang pada *funnel*, dan harus dipastikan tidak akan terjadi kebocoran larutan SPT selama proses berlangsung.
- *Flask* dan dua corong gelas kecil dan besar yang diberi kertas penyaring disiapkan dan diletakkan di bawah *funnel*. *Flask* untuk menampung SPT tidak murni, corong kecil untuk menempatkan mineral berat, dan ukuran besar untuk mendistribusikan fraksi ringan.
- Setelah keran dalam posisi tertutup, larutan SPT dituangkan ke dalam *funnel* sebanyak 600-750 ml, dan volume larutan yang diperlukan sangat tergantung pada banyaknya sampel yang akan diproses.
- Sampel dituangkan ke dalam larutan SPT dan diaduk secara manual dan perlahan hingga membentuk campuran homogen, selanjutnya diaduk dengan alat mekanik (*mechanic propeler*) selama sekitar 1,5-2,0 jam.
- Selama proses pengadukan, kristal apatit dan zirkon akan terpisahkan dari fraksi ringan. Mineral berat akan mengendap ke dasar *funnel* dan fraksi ringan akan mengapung dalam larutan SPT.
- Apabila proses pengadukan telah dihentikan, larutan SPT sebaiknya dibiarkan terlebih dahulu selama sekitar 15-30 menit. Hal ini dimaksudkan agar mineral-mineral berat mengendap secara keseluruhan, demikian juga fraksi ringan akan naik ke permukaan dan biasanya membentuk "*mineral -SPT cake*".
- Endapan mineral berat dikeluarkan dengan memutar keran secara hati-hati untuk membuka saluran *funnel*, dan fraksi ini akan tertampung oleh kertas penyaring pada corong gelas kecil. Pada tahap ini keran jangan sampai terlepas dari *funnel*, karena dapat menimbulkan semburan liar larutan SPT yang mengandung apatit dan zirkon.
- Kumpulan mineral-mineral berat kemudian dicuci dengan air destilasi (setidaknya dua kali pencucian). Kertas penyaring berisi mineral-mineral berat diangkat dari

corong gelas dan diletakkan pada *glass disc*, dan dikeringkan dengan penyinaran lampu bertemperatur rendah.

- Pasca pengambilan mineral-mineral berat, tahap selanjutnya adalah mengeluarkan fraksi ringan dari *funnel*. Kumpulan mineral tersebut ditampung pada kertas saring dari corong gelas besar. Selagi mengeluarkan fraksi ringan, larutan SPT di dalam *funnel* ditambahkan air destilasi sambil diaduk-aduk agar "cake" terurai dan mudah untuk dialirkan; pemakaian vakum kecil direkomendasikan untuk memudahkan pengeluaran material-material tersebut.
- Fraksi ringan pada corong dicuci berulang kali dengan air destilasi untuk membersihkan larutan SPT. Pasca pencucian, endapan mineral ringan dipindahkan atau langsung dibuang jika tidak digunakan untuk keperluan studi lain, tetapi *flask* masih dipakai untuk menampung SPT tidak murni.
- *Funnel* yang sudah kosong dicuci dengan air destilasi. Langkah selanjutnya yaitu memurnikan larutan SPT dengan cara menguapkan kandungan air destilasi pada temperatur tertentu hingga diperoleh $S.G \geq 2.85 \text{ g.cm}^{-3}$.

Separator Magnetik Miring

Fraksi berat yang diperoleh dari pemisahan dengan SPT selanjutnya dipisahkan dari mineral-mineral magnetik seperti *clinopyroxene*, *biotite*, *hornblende*, *rutile*, *garnet*, dan *sphene (titanite)* dengan prosedur sebagai berikut:

- Alat separator disetel miring ke depan sekitar 15° sampai 25° dan ke samping sekitar 10° sampai 15° .
- Arus yang digunakan disarankan antara 0.8A dan 1.9A.
- Prosedur pemisahan di sini pada prinsipnya sama seperti yang digunakan pada separator magnetik vertikal.

- Proses pemisahan perlu diulang beberapa kali untuk memastikan sampel tidak mengandung unsur-unsur magnetik. Semua mineral magnetik tidak diperlukan, sedangkan fraksi non-magnetik akan diproses pada tahap berikutnya.

Pemisahan dengan Diodomethane

Zat ini merupakan larutan berat kimia yang bersifat toxic, dan memiliki S.G berkisar antara 3.315 - 3.325 g.cm⁻³. DIM dipakai untuk memisahkan mineral apatit dari kristal zirkon. Prosedur yang digunakan pada prinsipnya serupa dengan yang diaplikasikan pada tahap pemisahan dengan SPT, hanya saja peralatan yang dipakai (*funnel, flask*) berukuran lebih kecil karena material yang diproses lebih sedikit. Pemakaian DIM harus dilakukan di dalam lemari asam (*fume cupboard*). Pada larutan ini, mineral apatit akan mengapung ke permukaan, sementara itu zirkon akan tenggelam ke dasar *funnel*. Proses pemisahan apatit dari zirkon sangat kritikal dalam konteks untuk menghindari terjadinya kontaminasi jejak induksi zirkon pada detektor luar. Kedua jenis kristal itu dapat digunakan untuk studi termokronologi secara independen. Oleh sebab itu, mineral zirkon disarankan untuk disimpan dengan baik karena bisa dimanfaatkan untuk kajian termokronologi temperatur lebih tinggi.

7.5. Preparasi Mineral

Pekerjaan yang harus dilakukan selanjutnya adalah menyiapkan mineral apatit untuk iradiasi. Tahap ini meliputi proses pemasangan (*mounting*) butiran mineral pada gelas preparat, pengasahan (*grinding*), pemolesan (*polishing*), dan etsa kristal apatit, serta pemasangan detektor luar mika. Pentahapan pekerjaan ini tergolong sensitif dan sangat menentukan kualitas perconton mineral yang akan dianalisis. Apabila butiran mineral yang diperoleh dari sampel batuan jumlahnya relatif terbatas, maka setiap tahapan pekerjaan di sini ¹⁰⁷ harus dilakukan secara hati-hati untuk mencegah

hilangnya kristal apatit yang berakibat berkurangnya jumlah perconto untuk pentarikan.

Pemasangan

Dalam rangka mengobservasi jejak belah dengan mikroskop, mineral apatit harus direkatkan di atas gelas preparat dengan prosedur sebagai berikut:

- Perekat Petropoxy™ dicampur dengan sedikit zat pengeras (perbandingan 4:1) digunakan untuk menempelkan perconto mineral pada gelas preparat.
- Campuran ini diteteskan secukupnya pada gelas preparat dan diratakan hingga mencakup area sekitar 1.0 x 1.5 cm.
- Sebelum fraksi apatit ditaburkan ke petropoxy, sebaiknya dilihat terlebih dahulu dengan mikroskop untuk memastikan kandungan mineral-mineral pengotor tidak banyak lagi. Apabila fraksi apatit masih banyak mengandung mineral-mineral lain, termasuk zirkon maka perlu dilakukan pengambilan setiap kristal apatit dengan tangan (*hand picking*). Cara seperti ini dirasakan sangat lambat, tetapi perconto mineral yang diperoleh lebih murni atau bebas dari material "pengganggu".
- Kristal apatit ditaburkan dan diberaikan di dalam petropoxy, dan perlu diupayakan butiran apatit menempel secara mendatar, serta tidak bersinggungan satu sama lain. Kontak antar kristal menyebabkan terjadinya percampuran jejak induksi pada detektor mika, sehingga menyulitkan dalam identifikasi jejak induksi untuk masing-masing mineral. Kondisi seperti itu berpotensi menimbulkan kesalahan dalam perhitungan jejak induksi, sehingga umur jejak belah yang dihasilkan kemungkinan besar tidak akurat. Banyaknya butiran apatit pada gelas preparat akan menentukan kualitas analisis, semakin banyak kristal maka lebih besar kemungkinan untuk mendapatkan kristal yang layak untuk penanggalan jejak belah.

- Setelah butiran-butiran apatit terpasang, gelas preparat dibiarkan selama 5 menit agar gelembung-gelembung udara (*bubbles*) naik ke permukaan dan keluar dari perekat.
- Selanjutnya, preparat dipanaskan untuk mengerasakan zat perekat dengan suhu $\pm 120^{\circ}\text{C}$ selama 10-15 menit.

Pengasahan

Langkah selanjutnya yaitu mengasah butiran-butiran apatit untuk memunculkan permukaan internal mineral. Pentahapan kerja yang dilakukan meliputi antara lain:

- Sebelum dimulai pengasahan, seluruh pinggiran gelas preparat disarankan untuk sedikit ditumpulkan dengan mesin putar pengasah agar tidak terjadi serpihan-serpihan kaca yang berpotensi menimbulkan goresan-goresan yang dalam pada butiran mineral selama proses berlangsung.
- Gelas preparat mineral diletakkan pada *handle* yang sudah dibasahi air.
- Pengasahan harus dilakukan dengan hati-hati dan sebaiknya jangan ditekan secara kuat agar kristal tidak lepas dari gelas preparat.
- Posisi preparat selagi proses pengasahan disarankan benar-benar mendatar agar tidak terbentuk bidang permukaan terasah yang miring.
- Pada tahap awal sebaiknya menggunakan kertas pengasah (*carbide paper*) ukuran 600 grit (sekitar 30 micron) atau 800 grit untuk menghilangkan perekat dari permukaan mineral, dilanjutkan dengan memakai ukuran 1200 grit sampai semua atau sebagian besar mineral terasah dan permukaan internal butiran terlihat muncul dari permukaan perekat (1/3 atau 1/2 bagian dari setiap butiran apatit harus terbang).
- Selama proses pengasahan dianjurkan agar kertas pengasah selalu dalam keadaan basah, dan preparat sebaiknya sering dilihat dengan mikroskop (perbesaran 400x)

supaya diketahui seberapa banyak mineral terasah yang sudah terlihat muncul ke permukaan.

- Proses ini dianggap cukup jika keseluruhan atau setidaknya mayoritas perconton mineral telah memperlihatkan bidang permukaan internal yang terasah secara mendatar.

Pemolesan

Preparat mineral yang sudah diasah untuk selanjutnya dipoles dalam rangka menghilangkan goresan-goresan yang ditinggalkan kertas pengasah. Peralatan yang digunakan masih sama dengan yang dipakai untuk mengasah preparat mineral.

Prosedur kerja meliputi antara lain:

- Bubur alumina berbasis air (Al_2O_3) dan kain nilon basah digunakan untuk memoles mineral terasah.
- Proses ini sebaiknya dilakukan tidak terlalu lama ($\pm 2,5$ menit).
- Pemolesan dilakukan dengan memutar preparat pada arah berlawanan dengan putaran piringan pemoles (kecepatan putar sebaiknya sekitar 200 r.p.m.), dan harus dilakukan secara hati-hati karena preparat seringkali terlepas dari *handel*.
- Proses ini dianggap cukup apabila goresan bekas asahan pada butiran apatit hilang dan tidak terlihat lagi di bawah mikroskop.

Etsa

Prosedur untuk melakukan pengetsaan mencakup:

- Larutan 5M HNO_3 digunakan untuk mengetsai butiran apatit.
- Proses dilakukan selama 20 detik pada suhu ruangan sekitar $20^\circ\text{-}22^\circ\text{C}$.
- Setelah pengetsaan, preparat apatit secepatnya dimasukkan ke dalam gelas *beaker* berisi air yang mengalir. Hal ini dimaksudkan untuk menghindari proses etsa berkelanjutan yang dapat berakibat inefisiensi etsa (*over-etching process*). *Note:*

inefisiensi dapat pula terjadi karena kesalahan teknis dalam memegang preparat mineral selama etsa. Alat yang digunakan untuk mencelupkan preparat ke dalam larutan biasanya berupa penjepit berbahan dasar plastik. Apabila pencelupan dilakukan dengan menjepit permukaan preparat dimana terdapat kristal apatit, maka besar kemungkinan larutan kimia akan terhalang untuk masuk menuju jejak belah, sehingga terjadi inefisiensi etsa (*under-etching process*). Oleh sebab itu, butiran-butiran apatit harus dipastikan terhindar dari segala bentuk penghalang bagi larutan etsa untuk masuk ke dalam jejak belah.

- Pasca dietsa, gelas preparat dipotong pada ukuran 1.0 x 1.5 cm untuk selanjutnya ditempelkan berpasangan dengan mika pada satu gelas preparat untuk pengamatan mikroskop.

7.6. Penyiapan Detektor Luar

Teknik ini pada umumnya menggunakan mika dengan kadar uranium rendah (*Brazilian Ruby*) sebagai detektor luar. Mika akan merekam jejak induksi dari ^{235}U yang terkandung di dalam apatit selama proses iradiasi pada reaktor nuklir. Preparasi detektor luar dapat dilakukan dengan cara sebagai berikut:

- Mika dipotong dengan ukuran 0.8 x 1.3 cm.
- Potongan mika ditempelkan pada gelas preparat apatit dan keduanya dibungkus dengan plastik yang dapat menyusut ketika dipanaskan. *Note*: hal yang paling kritical di sini yaitu posisi mika terhadap butiran-butiran apatit. Lembaran mika harus benar-benar menempel pada kristal, namun dalam praktek mika seringkali melengkung akibat penyusutan plastik pembungkus selama pemanasan. Apabila kontak antara mineral apatit dan mika tidak sempurna, maka jejak induksi tidak akan terekam pada detektor luar, dan hasil perhitungan umur jejak belah bisa dipastikan akan salah.

7.7. Iradiasi

Sebelum mengirimkan paket preparat apatit dan mika untuk iradiasi, material-material tersebut harus disusun bersama-sama dengan gelas dosimeter standar (SRM-612, SRM-614, CN1, CN2, CN3, CN4, CN5, atau CN6), dan preparat apatit standar (setidaknya dua apatit standar dari Fish Canyon Tuff, Dromedary Syenit, atau Durango); penyusunan dilakukan dengan urutan sebagai berikut: bagian paling atas adalah gelas CN1, kemudian di bawahnya berturut-turut yaitu preparat sampel apatit, preparat apatit standar, dan paling bawah adalah gelas CN1; tumpukan material-material tersebut direkatkan menjadi satu susunan dengan isolasi, kemudian dimasukkan ke dalam tabung iradiasi aluminium (*aluminium irradiation canister*); gelas dosimeter yang dipasang pada bagian atas dan bawah paket preparat mineral harus sama; iradiasi dianjurkan untuk menggunakan *neutron fluence* 5×10^{15} hingga 1×10^{16} n/cm² untuk apatit, dan 1×10^{15} n/cm² untuk zircon.

Note: laboratorium termokronologi jejak belah dari New Zealand dan Australia biasanya mengirimkan sampel untuk iradiasi ke reaktor reset di *Australian Nuclear Science and Technology Organization, Lucas Heights Research Laboratories, New South Wales, Australia*. Sedangkan, laboratorium dari Pusat Survei Geologi, Badan Geologi di Bandung biasanya menggunakan fasilitas reaktor nuklir dari Pusat Penelitian Nuklir, Badan Tenaga Atom di Yogyakarta atau di Jakarta.

7.8. Pemasangan Detektor Luar

Penanganan sampel setelah iradiasi, khususnya dalam rangka memasang detektor luar, adalah sebagai berikut:

- Tabung iradiasi aluminium disimpan terlebih dahulu untuk beberapa hari pada tempat yang aman agar temperatur menurun dan efek radiasi berkurang. *Note:* material dari reaktor nuklir menjadi bersifat radioaktif, oleh sebab itu

direkomendasikan untuk selalu memakai sarung tangan dalam penanganan sampel pasca iradiasi.

- Setelah *cannester* dingin, paket apatit dan gelas standar dikeluarkan dari tabung.
- Masing-masing pasangan mineral dan mika diberi tanda dengan tusukan jarum besar pada setiap sudut preparat (salah satu sudut diberi dua tusukan) yang digunakan untuk referensi dalam pemasangan keduanya pada satu gelas preparat mikroskop.
- Mika dipisahkan dari preparat mineral.
- ⁹² Mika dietsa dengan larutan HF (48%) selama 20 menit pada temperatur ruangan.
- Detektor luar dicuci dengan air selama beberapa jam agar proses etsa tidak berlanjut.
- Mika dipasang pada potongan gelas preparat supaya ketinggiannya sama dengan preparat apatit, sehingga memudahkan dalam memfokuskan lensa mikroskop.
- Kedua preparat tersebut dipasang dengan jarak sekitar 1 cm pada gelas preparat untuk pengamatan mikroskop dengan menggunakan titik referensi dalam rangka mendapatkan posisi sebagaimana layaknya bayangan kaca (*mirror image*) antara jejak spontan dan induksi.
- Diantara pasangan mineral dan mika diberi tanda silang pada gelas preparat sebagai referensi bagi *autoscan*. Sampai dengan tahap ini, apatit dan mika sudah siap untuk diobservasi di bawah mikroskop.

7.9. Pengamatan Mikroskop

Identifikasi dan perhitungan jejak spontan dan induksi dilakukan dengan menggunakan mikroskop lensa kering (*dry objective*) perbesaran 1250x yang dilengkapi dengan sistem penanggalan jejak belah Autoscan™. Prosedur yang digunakan untuk proses penanggalan dan pengukuran panjang jejak belah yaitu dengan mengikuti pentahapan yang disampaikan perangkat lunak dalam komputer.

Lensa objektif untuk pengamatan jejak belah spontan dan induksi harus diupayakan dalam keadaan benar-benar fokus. Pemfokusan lensa bisa dilakukan secara manual ataupun otomatis. Namun demikian, pengoperasian secara manual ¹¹⁵ harus dilakukan dengan sangat hati-hati, karena berpotensi menimbulkan benturan antara lensa objektif dan gelas preparat yang bisa berakibat fatal.

Sebelum pengamatan, dua preparat butiran apatit dan mika detektor dipersiapkan terlebih dahulu dengan menggunakan koordinat titik-titik referensi yang sudah dibuat pada setiap gelas. Posisi kedua gelas preparat harus berada pada kelurusan atau *alignment*, sehingga diperoleh "bayangan" cermin (*mirror image*) antara jejak-jejak spontan dan induksi. Tahapan ini sangat krusial, karena *misalignment* mengakibatkan jejak spontan pada butiran apatit tidak berkorelasi dengan jejak induksi yang berasal dari mineral tersebut. Apabila preparat butiran apatit dan mika detektor sudah pada kelurusan yang presisi, pemilihan butiran-butiran apatit dapat dilakukan dengan memilih kristal yang relatif baik.

Pemilihan mineral apatit dilakukan dengan mempertimbangkan kualitas butiran yang ada pada gelas preparat. Butiran yang terlihat banyak goresan akibat pemolesan, dan atau rusak akibat pengetsaan sebaiknya dihindari, karena berpotensi menimbulkan kesalahan dalam mengidentifikasi jejak belah spontan. Selain itu, posisi butiran yang miring, bersentuhan satu sama lain, dan atau tertutup resin disarankan untuk tidak dipilih. Pemilihan butiran apatit dilakukan dengan cursor untuk menandai dengan "*click*" tetikus (*mouse*), dan setiap butiran yang telah dipilih sebaiknya langsung dilihat jejak induksi dari kristal tersebut. Langkah selanjutnya yaitu tahap penghitungan jejak belah spontan dari setiap apatit yang dipilih dan jejak induksi pada mika. Pengukuran panjang jejak belah tersembunyi hanya dilakukan pada butiran yang sudah dipilih.

Pengukuran panjang jejak menggunakan menu "*length measurement*". Jejak belah yang dipilih harus berada di bawah permukaan mineral terpoleh, sumbu C-kristalografi paralel dengan permukaan mineral terpoles, dan kedua ujungnya terlihat dengan jelas. Pengukuran dilakukan dengan menempatkan kursor di setiap ujung jejak belah, kemudian "*click*" tetikus. Kalibrasi skala harus dilakukan sebelumnya dengan menggunakan standar skala yang tersedia di setiap laboratorium jejak belah. Semua hasil perhitungan dan pengukuran panjang jejak belah secara otomatis tersimpan di dalam sistem dalam format yang sudah tersedia, dan data itu dapat diakses setiap saat.

Bab 8

APLIKASI DAN STUDI KASUS

8.1. Endapan Bijih

Studi termokronologi dalam eksplorasi mineral secara spesifik memberikan data waktu dari peristiwa emplasemen fluida penghasil mineralisasi, dan model tektonik yang menyebabkan pengangkatan endapan bijih. Proses mineralisasi merupakan bagian dari peristiwa pengangkatan maksimum dan denudasi, oleh karena itu terjadi reduksi tekanan (*pressure reduction*). Teknik termokronologi menggunakan jejak belah mineral apatit telah diaplikasikan di Papua untuk mendapatkan paket informasi mengenai waktu terjadinya mineralisasi dan model tektoniknya (Kendrick dkk., 1995; Weiland dan Cloos, 1996; Sutriyono, 2008).

Para peneliti mengajukan model tektonik di pulau New Guinea, dan menyatakan bahwa perubahan besar dari pergerakan lempeng di wilayah ini terjadi pada 4-6 Ma, dikarenakan pergeseran vektor konvergensi dengan lempeng Karolina. Perubahan ini mengakibatkan reaktifitas *lineament* regional yang ada, dan secara lokal menimbulkan rezim ekstensional yang menjadi media keluarnya magma dan fluida mineralisasi.

Hasil studi termokronologi telah memberikan skenario bahwa peristiwa tektonik tersebut terjadi bersamaan waktu dengan perkembangan tubuh bijih Grasberg di Papua Tengah (Weiland dan Cloos, 1996), dan emplasemen blok Tosem dan blok Tamrau di segmen paling utara Kepala Burung Papua Barat (Sutriyono dkk., 1997). Selanjutnya, Sutriyono (2008) menyampaikan bahwa Kepala Burung

berada pada fase ekstensional Plistosen, khususnya di sekitar blok Weyland, dimana potensi besar mineralisasi kemungkinan dijumpai di daerah tersebut.

8.2. Studi Cekungan Sedimen

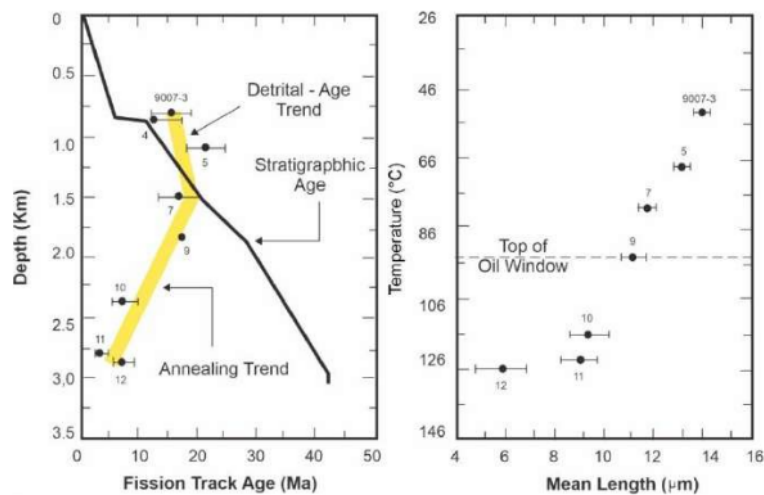
Aplikasi metode pentarikan jejak belah dari kristal apatit untuk mempelajari evolusi paleogeotermal pada cekungan pengendapan telah banyak dilakukan oleh para peneliti. Pada bagian ini akan disampaikan beberapa contoh hasil penerapan teknik tersebut untuk menyusun termokronologi cekungan Sunda yang terletak di lepas pantai tenggara Sumatera dan cekungan Bintuni yang berada di Papua Barat.

8.2.1. Cekungan Sunda

Cekungan ini ¹⁰⁹ merupakan salah satu penghasil minyak bumi yang berada di tatanan tektonika belakang busur (*back arc setting*), atau pada pinggiran baratdaya Paparan Sunda (*Sundaland*), tepatnya di lepas pantai tenggara Sumatera. Geologi di sini dicirikan oleh endapan sedimen klastik tebal Kenozoikum yang telah mengalami deformasi dan membentuk struktur tinggian, terban (*graben*), dan mayoritas sesar normal. Sikuen sedimen tersebut dilandasi oleh batuan dasar kristalin Mesozoikum yang dipercayai masih memiliki suhu tinggi (*warm basement rocks*), dan secara regional dianggap bertanggungjawab terhadap tingginya aliran panas (*high heat flow*) pada cekungan belakang busur di Sumatera (Carvalho dkk., 1980). Beberapa peneliti telah melaporkan hasil studinya di daerah ini, diantaranya tentang reservoir dan sistem perangkap minyak bumi, struktur, dan stratigrafi daerah tersebut (Bushnell dan Temansja, 1986; Noble dkk., 1997; Sudarmono dkk., 1997; dan Wight dkk., 1986).

Sutriyono (1998) telah mengevaluasi sejarah termal cekungan Sunda dari sikuen Kenozoikum dengan menggunakan perconto yang berasal dari kedalaman 340-3.550 m, dan temperatur pada lubang bor berkisar antara 40-150°C. Hasil permodelan data jejak belah apatit memperlihatkan dua pola paleotemperatur

(Gambar 8.1). Sikuen batuan pada kedalaman kurang dari 1.500 m pada umumnya belum mengalami aneling, artinya material klastik penyusun batuan Miosen Tengah hingga Plio-Plistosen belum pernah mengalami pemanasan pada temperatur di atas 60°C sejak terendapkan. Oleh karena itu, hasil penanggalan percontonya merepresentasikan umur jejak belah batuan sumber (*provenance*), dan parameter yang terekam pada mineral apatit mengungkapkan skenario paleotermal pra-deposisi material klastik yang terakumulasi di dalam cekungan Sunda.



Gambar 8.1. Model sejarah termal cekungan Sunda memperlihatkan dua pola berbeda, pada level stratigrafi atas terlihat sikuen Miosen Tengah-PlioPlistosen belum teraneling dan umur jejak belah relatif konkordan dengan umur deposisi. Pada level yang lebih dalam rumpunan Oligosen Bawah-Miosen Bawah telah teraneling, dimana umur dan panjang jejak belah menurun pada kedalaman atau kenaikan temperatur (dimodifikasi dari Sutriyono, 1998).

Sedangkan rumpunan batuan yang lebih dalam berumur Oligosen Bawah-Tengah hingga Miosen Bawah telah mengalami aneling sebagian. Fenomena ini mengindikasikan sikuen pembawa kristal apatit telah terekspos pada kondisi paleogeotermal antara 60-120°C. Hasil analisis ini membuktikan bahwa batuan

Kenozoikum telah mencapai temperatur maksimum, sehingga batuan sumber telah berada pada tingkat kematangan yang sesuai untuk pembentukan hidrokarbon. Zona aneling pada cekungan sedimen ini terlihat berada pada batas atas jendela minyak.

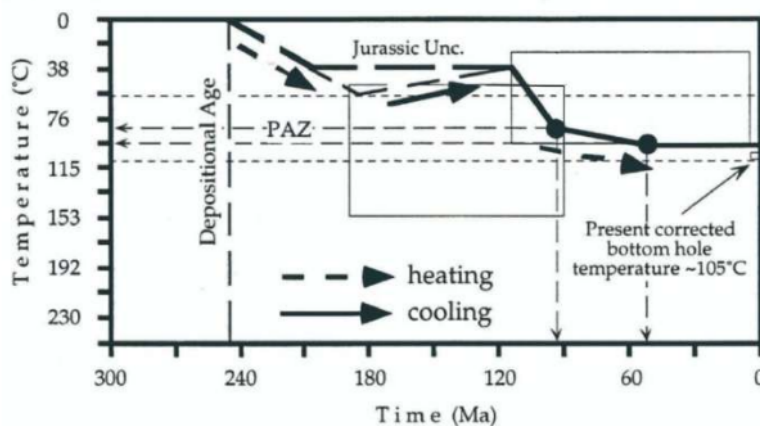
Peningkatan panas bumi pada level aneling pada prinsipnya diakibatkan oleh pembebanan sedimen karena burial selama Plio-Plistosen yang diperkirakan mencapai ~800 m. Dalam studinya, Sutriyono (1998) telah pula mengidentifikasi kehadiran jejak belah apatit pada perconto di kedalaman lebih dari 3.000 m atau suhu pada dasar lubang bor lebih dari 120°C, dimana secara teoritis semua jejak belah akan teraneling total. Rekaman jejak belah di level stratigrafi ini mengindikasikan bahwa butiran apatit pembawa jejak belah merupakan jenis yang kaya klorin, sehingga lebih resisten terhadap temperatur tinggi. Kombinasi data jejak belah dengan nilai VR, sebagaimana telah dilakukan pertamakali oleh Bray dkk. (1992), memperlihatkan bahwa cekungan Sunda memiliki gradien geothermal relatif konstan sepanjang Kenozoikum.

8.2.2. Cekungan Bintuni

Deposenter ini terletak di Papua Barat, dan dibatasi oleh struktur tinggian Kemum di utara, jalur perbukitan Lengguru di timur, dan busur Kumawa-Onin-Misool di barat. Daerah sedimentasi mengandung endapan Perm hingga Resen yang tebal, termasuk di dalamnya adalah ~4,5 km sedimen syn-orogenik Miosen Atas-Resen yang telah terdeformasi membentuk struktur lipatan dengan arah sebaran sejajar pegunungan Lengguru. Konkordansi sebaran struktur regional pada daerah cekungan dan pegunungan mengindikasikan bahwa evolusi tektonik di kedua wilayah tersebut berlangsung secara bersamaan.

Aplikasi analisis jejak belah apatit telah dilakukan di cekungan Bintuni (Sutriyono, 2006). Model paleotermal dari perconto sikuen Tipuma (Trias-Jura Bawah) diperlihatkan pada Gambar 8.2. Evolusi panas bumi diidentifikasi dari umur

dan panjang jejak belah, kemudian ditunjukkan dalam bentuk grafik yang memperlihatkan hubungan antara waktu dan temperatur dengan program "Monte Trax" (Gallagher, 1995). Hasil analisis untuk sikuen Miosen Atas hingga Plistosen, pada kedalaman sekitar 545 m dan temperatur sekitar 45°C memperlihatkan umur jejak belah lebih tua dari umur stratigrafi satuan batuan. Data ini membuktikan bahwa sedimen klastik penyusun rumpunan tersebut belum terekspos ke dalam gradien geotermal tinggi semenjak deposisi. Oleh karena itu, hasil pentarikan perconto pada level stratigrafi ini memberikan umur jejak belah bawaan dari mineral apatit sebelum terendapkan dan membentuk sikuen Miosen Atas-Plistosen, dengan demikian mencerminkan sejarah pendinginan akibat pengangkatan, erosi dan denudasi terain pada rumpunan batuan sumber.



Gambar 8.2. Model sejarah termal cekungan Bintuni dianalisis dari perconto sikuen Tipuma (Trias-Jura Bawah) di cekungan Bintuni. Sikuen Trias mengalami pendinginan sebelum ketidakselarasan Jura, kemudian terekspos ke temperatur lebih tinggi akibat deeper burial hingga mencapai suhu maksimum pada dasar sumur pemboran sekitar 105°C (dimodifikasi dari Sutriyono, 2006).

Berbeda dengan unit Tersier, satuan batuan yang berumur Trias-Jura Bawah di kedalaman sekitar 2.179 m dan temperatur 98°C terlihat telah berada pada T_{maks}

sekitar $\sim 110^{\circ}\text{C}$ sejak terendapkan. Peningkatan panas bumi tersebut pada prinsipnya diakibatkan oleh burial kala Kapur Akhir-Plistosen yang berlangsung setelah pembentukan struktur ketidakselarasan regional pada Jura. Data jejak belah dalam studi ini menunjukkan bahwa sikuen batuan Mesozoikum tidak mengalami burial yang cukup dalam, sehingga memungkinkan preservasi porositas batuan reservoir. Skenario ini selaras dengan penemuan cadangan gas alam sebesar ~ 30 tcf di lapangan gas Tangguh di teluk Bintuni (Robertson, 1998). Luaran lain dari studi ini diperoleh dari kombinasi parameter jejak belah dengan nilai VR. Model paleotemperatur dari keduanya menunjukkan bahwa gradien geotermal sepanjang waktu geologi di cekungan tersebut relatif konstan sekitar 31° - $32^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

8.3. Jalur Pegunungan

Teknik pentarikan jejak belah untuk mempelajari sejarah pendinginan rumpunan batuan pembentuk jalur-jalur pegunungan telah banyak dilakukan di berbagai belahan dunia. Episode pendinginan sikuen batuan pada umumnya terkait dengan peristiwa tektonik yang dibarengi dengan proses atmosferik seperti denudasi dan erosi. Aktifitas tektonik berupa pengangkatan akan mengakibatkan elevasi topografi semakin tinggi, sedangkan proses-proses permukaan menyebabkan penyingkapan (*unroofing*) sikuen yang lebih dalam.

Pada episode tersebut, batuan yang sebelumnya berada pada level stratigrafi lebih dalam secara progresif mengalami penurunan temperatur, karena terbawa pada lingkungan gradien geotermal pasca pengangkatan lebih rendah. Parameter jejak belah pada mineral apatit merupakan rekaman paleotemperatur yang pernah dialami rumpunan batuan penyusun jalur-jalur pegunungan. Pada bagian ini disampaikan sejumlah studi kasus yang menggunakan analisis jejak belah untuk mengungkapkan evolusi tektonik pegunungan lipatan Lengguru dari perspektif sejarah paleotermalnya.

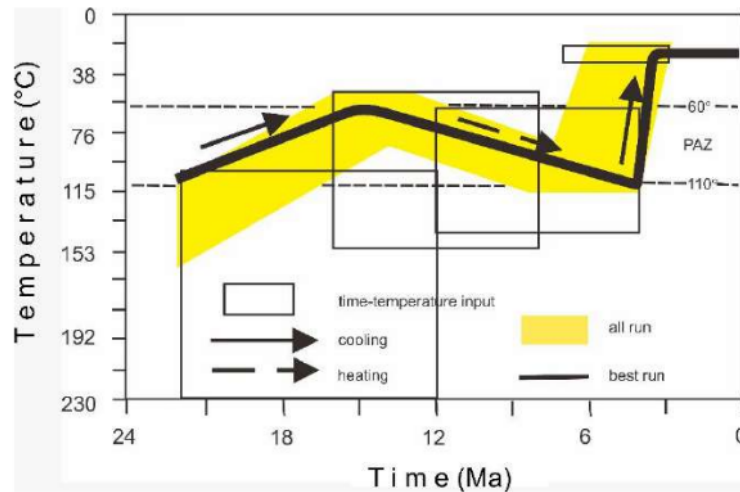
8.3.1. Lengguru

Jalur perbukitan Lengguru dikenal sebagai pegunungan lipatan berarah baratlaut-tenggara yang membentuk "leher" Kepala Burung di Papua Barat. Zona perbukitan ini memiliki ketinggian kurang dari 5.000 m, semakin menyempit ke arah utara dan berakhir pada tinggian Kemum Trias. Batas struktur Lengguru di timur merupakan tinggian Wandamen, sedangkan di selatan berupa sistem sesar Aiduna, dan di barat ditandai oleh zona sesar Arguni. Menurut Moffat dkk. (1991), batuan yang melandasi daerah ini berupa fragmen kraton Arkean-Proterozoikum Tengah, sedangkan sikuen di atas batuan dasar terdiri dari rumpunan sedimen berumur Mesozoikum hingga Kenozoikum. Unit batugamping Neogen yang dikelompokkan ke dalam batugamping New Guinea tersebar luas di daerah tersebut. Simanjuntak dan Barber (1996) menyatakan bahwa deformasi batuan yang membentuk jalur pegunungan di seluruh pulau terjadi pada Neogen Akhir, dan dikenal sebagai orogenesis Melanesia.

Hasil studi dengan menggunakan perconto yang berasal dari jalur orogen muda ini telah dilaporkan oleh Sutriyono dkk. (1997). Gambar 8.3 menunjukkan model evolusi termal dan implikasinya terhadap skenario tektonik pegunungan Lengguru. Analisis jejak belah dari unit Plio-Plistosen menghasilkan umur jejak belah lebih tua dari pada umur stratigrafinya. Data tersebut mengimplikasikan adanya episode pendinginan batuan sumber pada Miosen Tengah-Akhir dari kondisi gradien geotermal yang lebih tinggi. Interpretasi itu didukung oleh 141 umur individu butiran apatit (*single-grain ages*) dari sepuluh perconto yang dianalisis. Model statistik umur butiran memperlihatkan adanya tiga populasi, yaitu (1) Miosen Akhir-Pliosen, (2) Eosen Tengah-Miosen Awal, dan (3) Kapur.

Berdasarkan konfigurasi umur, Sutriyono dkk. (1997) menyimpulkan bahwa batuan sumber untuk sedimen klastik Plio-Plistosen Lengguru telah mengalami pendinginan seiring dengan berlangsungnya proses denudasi regional. Oleh karena

itu, proses pendinginan rumpunan batuan orogen Lengguru terjadi akibat pengangkatan yang diiringi dengan denudasi dan erosi pada Plio-Plistosen atau sekitar ~4 juta tahun lalu sebagaimana diperlihatkan oleh modeling data jejak belah apatit.

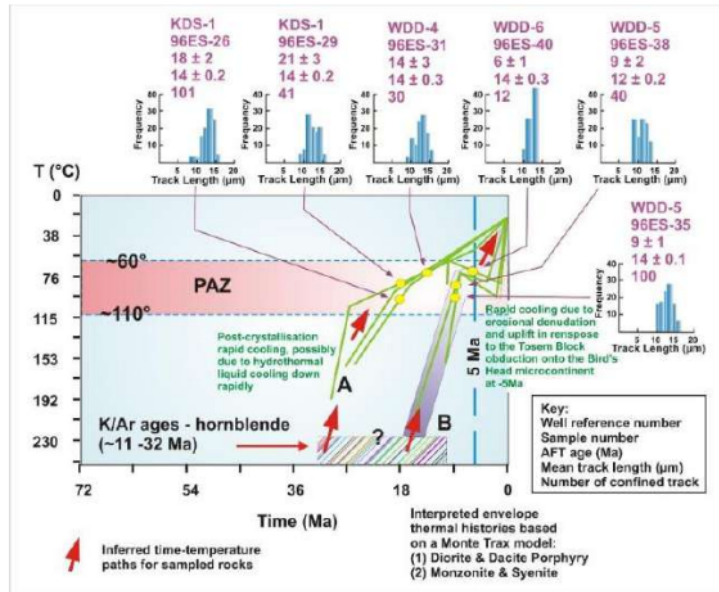


Gambar 8.3. Pemodelan jalur waktu dan temperatur untuk sikuen Buru (Miosen Atas-Plistosen) Lengguru. Model ini memperlihatkan batuan sumber Paleogen mendingin hingga ~60°C pada awal Miosen, kemudian terpanaskan kembali hingga ~110°C pada pertengahan-akhir Miosen, selanjutnya mengalami pengangkatan dan denudasi pada 4 juta tahun terakhir (dimodifikasi dari Sutriyono dkk., 1997).

8.4. Pinggiran Benua

Studi termokronologi jejak belah apatit dalam rangka mengungkapkan episode akresi busur kepulauan pada pinggiran utara kontinen Australia, tepatnya di bagian paling ujung Kepala Burung, telah dilakukan oleh Sutriyono (2008). Gambar 8.4 memberikan ilustrasi mengenai sejarah termal dan emplasemen batuan plutonik pada daerah tersebut. Sebagaimana telah diungkapkan oleh banyak peneliti bahwa pulau New Guinea, termasuk Papua (Papua Tengah dan Papua Barat) yang berada di wilayah Indonesia, dan Papua New Guinea (PNG), merupakan pinggiran utara

kontinen Australia. Tepian benua ini dianggap sebagai daerah yang responsif terhadap peristiwa kolisional busur kepulauan yang berada di bagian selatan lempeng Karolina, dan jalur orogen muda (Neogen) di sepanjang pulau New Guinea dipandang sebagai hasil dari kolisi ini.



Gambar 8.4. Model termokronologi jejak belah apatit dikombinasikan dengan data umur K/Ar dari percontohan batuan blok Tosem. Profil memperlihatkan dua pola pendinginan cepat, yaitu pasca kristalisasi pada 32 Ma dan pada saat obduksi blok Tosem pada 18 Ma (dimodifikasi dari Sutriyono dkk., 1997; dan Sutriyono, 2008).

Simanjuntak dan Barber (1996) mengenali episode itu sebagai era pembentukan jalur pegunungan lipatan yang membentuk "back-bone" New Guinea. Peristiwa tumburan busur kepulauan dan tepian benua terekam juga di ujung utara Kepala Burung, dimana blok busur kepulauan Tosem menyatu dengan segmen kontinen Tamrau. Interaksi kedua fragmen litosfer ini telah mengakibatkan eksumasi

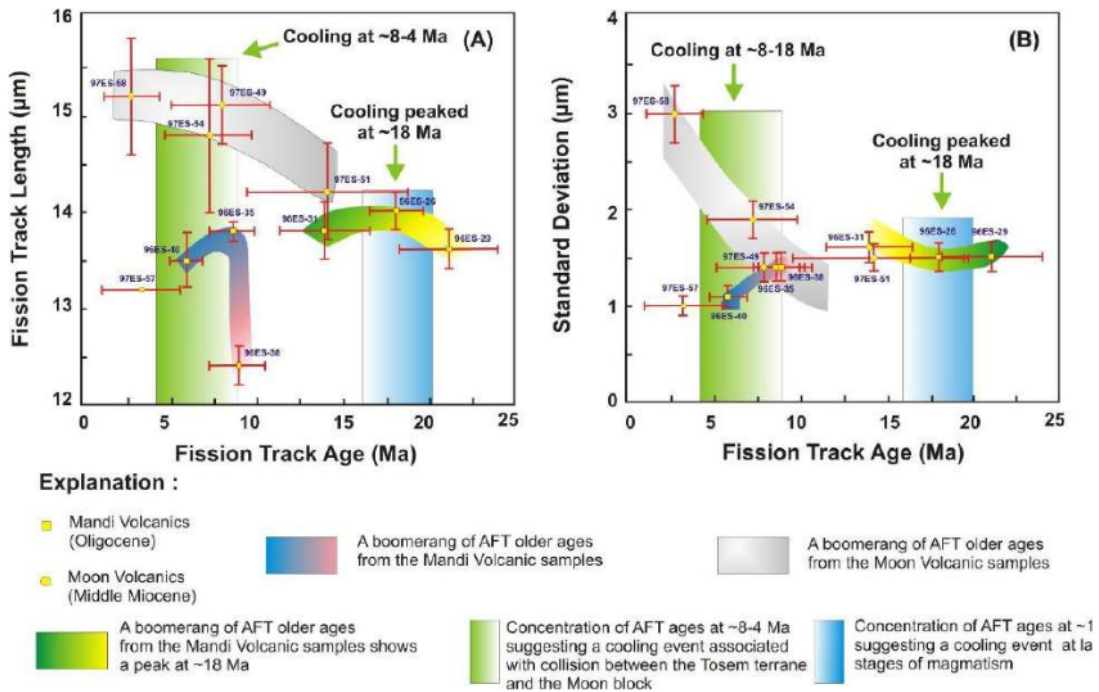
atau pengangkatan sikuen batuan dan membentuk jalur pegunungan di wilayah paling utara Kepala Burung.

Evolusi fragmen Tosem sejauh ini belum banyak dipelajari secara mendalam, khususnya waktu terjadinya kolisi dengan elemen kontinen Tamrau. Namun demikian, Dow dkk. (1988) menyatakan bahwa kedua fragmen litosfer itu bertumburan pada Miosen Akhir (~5-10 Ma) berdasarkan tingkat intensitas deformasi, dimana batugamping Koor Miosen Atas terdeformasi lebih intensif dari pada Formasi Opmorai Pliosen. Interpretasi ini konsisten dengan model tektonik yang memperlihatkan bahwa peristiwa kolisi antara busur kepulauan dan pinggiran kontinen Papua Barat terjadi pada ~5 Ma (Hall, 1997 dan 2002).

Sutriyono (2008) telah menggunakan sejumlah perconto batuan yang diambil dari blok Tosem dan blok Tamrau untuk analisis jejak belah apatit. Hasil analisis terhadap umur dan panjang jejak belah telah diintegrasikan untuk merekonstruksi pola pendinginan dari sikuen batuan yang berasosiasi dengan peristiwa akresi. Permodelan dari data jejak belah mengindikasikan adanya dua rezim pendinginan pada kurun waktu berbeda, yaitu pada ~18 Ma yang berasosiasi dengan tahap akhir intrusi magmatik, dan pada ~8-4 Ma berkaitan dengan peristiwa interaksi busur kepulauan dan pinggiran kontinen.

Gambar 8.5 memperlihatkan model sejarah termal dan implikasinya terhadap evolusi tektonik sikuen batuan di pegunungan utara Papua Barat. Berdasarkan model termokronologi tersebut, Sutriyono (2008) menyimpulkan bahwa pada Miosen Akhir-Pliosen atau ~8-4 Ma telah terjadi pendinginan secara cepat sikuen batuan di kedua blok akibat pengangkatan yang diikuti oleh denudasi erosional selama periode kolisi busur kepulauan. Hasil studi ini selaras dengan penelitian sebelumnya yang melaporkan bahwa peristiwa pendinginan rumpunan batuan secara regional di wilayah New Guinea pada prinsipnya terkorelasi dengan episode konvergensi antara

busur kepulauan dan pinggiran kontinen (Hill and Gleadow, 1989; Sutriyono dkk., 1997; Hill and Raza, 1999).



Gambar 8.5. Pemodelan data jejak belah apatit dari perconto blok Tosem (Mandi vulkanik) dan blok Tamrau (Moon vulkanik). (A) profil dari umur dan panjang jejak belah, (B) konfigurasi umur dan standard deviasi. Model mengindikasikan dua episode pendinginan berbeda, yaitu pada akhir intrusi ~18 Ma, dan pada fase kolisi busur kepulauan dan pinggiran benua Australia pada ~8-4 Ma (dimodifikasi dari Sutriyono dkk., 1997, dan Sutriyono, 2008).

DAFTAR PUSTAKA

- ⁶⁰ Arne, D. C., 1992. Evidence from Apatite Fission-Track Analysis for Regional Cretaceous Cooling in the Ouachita Mountain Fold Belt and Arkoma Basin of Arkansas: Geologic Note. AAPG Bulletin, 76 (3), 392-402.
- ¹⁰ Arne, D. C., dan Zentilli, M., 1994. Apatite fission track thermochronology integrated with vitrinite reflectance. In Mukhopadhyay PK, Dow WG (eds) Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter. Am Chem Soc Symp Ser, 570, 249-268.
- ⁴³ Axen, G. J., Grove, M., Stockli, D., Lovera, O., Rothstein, D. A., Fletcher, J. M., Farley, K. A., dan Abbott, P. L., 2000. Thermal evolution of Monte Blanco dome: Low-angle normal faulting during Gulf of California rifting and late Eocene denudation of the eastern Peninsular Ranges. Tectonics, 197-212.
- ³⁸ Baldwin, S. L., Lister, G. S., Hill, E. J., Foster, D. A., dan McDougall, I., 1993. Thermochronologic constraints on the tectonic evolution of an active metamorphic core complex, D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea. Tectonics 12, 611-628.
- ⁴ Batt, G. E., dan Brandon, M. T., 2002. Lateral thinking: 2-D interpretation of thermochronology in convergent orogenic settings. Tectonophysics, 349 (1-4), 185-201.
- Batt, G. E., Kohn, B. P., Braun, J., McDougall, I., Ireland, T. R., 1999. New insight into the dynamic development of the Southern Alps, New Zealand, from detailed thermochronological investigation of the Mataketake Range pegmatites. In Ring U, Brandon MT, Lister GS, Willett SD (eds) Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow, and Erosion, Geol Soc London Special Publ, 154, 261-282.
- Beaty, D. W., Naeser, C. W., dan Lynch W. C., 1987. The origin and significance of the stratabound, carbonate-hosted gold deposits at Tennessee Pass, Colorado. Economic Geology, 82 (8), 2158-2178.
- Benjamin, M. T., Johnson, N. M., dan Naeser, C.W., 1987. Recent rapid uplift in the Bolivian Andes: Evidence from fission track dating. Geology 15, 680-683.
- ³⁷ Bigazzi, G., 1967. Length of fission track and age of muscovites samples. Earth and Planetary Science Letters, 3, 434-438.
- Blackmer, G. C., Omar, G. I, dan Gold, D. P., 1994. Post-Alleghanian unroofing history of the Appalachian Basin, Pennsylvania, from apatite fission track analysis and thermal models. Tectonics, 13, 1259-1276.

- ²⁹ Blythe, A. E., dan Kleinspehn, K. L., 1998. Tectonically versus climatically driven Cenozoic exhumation of the Eurasian plate margin, Svalbard: Fission track analyses. AGU Publications.
- ¹⁹ Bohannon, R. G., Naeser, C. W., Schmidt, D. L., dan Zimmermann, R. A., 1989. The timing of uplift, volcanism and rifting peripheral to the Red Sea: A case for passive rifting? *J Geophys Res*, 94, 1683-1702.
- ⁴⁵ Brandon, M. T., Roden-Tice, M. K., dan Garver, J. J., 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. *Bull Geol Soc Am*, 110, 985-1009.
- ⁵⁵ Brash, R. A., Henage, L. F., Harahap, B. H., Moffat, D. T., dan Tauer, R.W., 1991. Stratigraphy and Depositional History of the New Guinea Limestone Group, Lengguru, Irian Jaya, 20th Annual Convention Proceedings, 1, 67-84.
- ⁸ Bray, R. J., Green, P. F., dan Duddy, I. R., 1992. Thermal history reconstruction using apatite fission track analysis and vitrinite reflectance: A case study from the UK east midlands and southern North Sea. In R. F. P. Hardman (ed): *Exploration Britain, geological insights for the next decade*. The Geological Society of London, Special Publication, 67, 3-25.
- ⁵¹ Briggs, N. D., Naeser, C. W., dan McCulloh, T. H., 1981. Thermal history of sedimentary basins by fission-track dating. *Nucl Tracks*, 5, 235-237.
- ⁷⁶ Brookins, D. G., dan Naeser, C. W., 1971. Age of Emplacement of Riley County, Kansas, Kimberlites and a Possible Minimum Age for the Dakota Sandstone. *GSA Bulletin*, 82 (6), 1723-1726.
- ⁶³ Brown, R. L., Beaumont, C., dan Willet, S. D., 1993. Comparison of the Selkirk fan structure with mechanical models: Implications for interpretation of the southern Canadian Cordillera. *Geology*, 21 (11), 1015-1018.
- ¹⁴ Brown, R. W., dan Summerfield, M. A., 1997. Some uncertainties in the derivation of rates of denudation from thermochronologic data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22 (3), 239-248.
- Brown, R. W., Gallagher, K., Gleadow, A. J. W., dan ¹³ Summerfield, M. A., 2000. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. In Summerfield MA (ed): *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley and Sons Ltd, Chichester, UK, 257-283.
- ¹⁹ Brown, R. W., Rust, D. J., Summerfield, M. A., Gleadow, A. J. W., dan De Wit, M. C. J., 1990. An accelerated phase of denudation on the south-western margin of Africa: Evidence

from apatite fission track analysis and the offshore sedimentary record. *Nucl Tracks Radiat Meas*, 17, 339-350.

⁵⁴ Bryant, B., dan Naeser C. W., 1980. The significance of fission-track ages of apatite in relation to the tectonic history of the Front and Sawatch ranges, Colorado. *GSA Bulletin*, 91 (3), 156-164.

¹² Burnham, A. K., dan Sweeney, J. J., 1989. A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 2649-2657.

Burtner, R. L., Nigrini, A., dan Donelick, R. A., 1994. Thermochronology of lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming thrust belt *AAPG Bulletin*, 78, 1613-1636.

⁴⁰ Bushnell, D. C., dan Temansja, A. D., 1986. A model for hydrocarbon accumulation in Sunda Basin, West Java Sea, 15th Annual Convention Proceedings, 1, 47-75.

⁶⁷ Carlson, M., Marcus-Newhall, A., dan Miller, N., 1990. Effects of situational aggression cues: A quantitative review. *Journal of Personality and Social Psychology*, 58 (4), 622-633.

¹⁵ Carter, A., Bristow, C., dan Hurford, A. J., 1995. The application of fission track analysis to dating of barren sequences: examples from red beds in Scotland and Thailand. In Dunnay RE, Hailwood E (eds): *Non Biostratigraphical methods of dating and correlation*. *Geol Soc London Special Publ*, 89, 57-68.

⁹ Carter, A., dan Moss, S. J., 1999. Combined detrital-zircon fission-track and U-Pb dating: A new approach to understanding hinterland evolution. *Geology*, 27, 235-238.

⁷⁸ Carvalho, H. D. S., Purwoko, Siswoyo, Thamrin, M., dan Vecquier, V., 1980. Terrestrial heat flow in the Tertiary basin of Central Sumatra. *Tectonophysics*, 69, (1-2), 163-188.

⁸² Cederbom, C., 2001. Phanerozoic, pre-Cretaceous thermotectonic events in southern Sweden revealed by fission track thermochronology. *Earth Planet Sci Lett*, 188, 199-209.

Cederbom, C., Larson, S. A., Tullborg, E. L., dan Stiberg, J. P., 2000. Fission track thermochronology applied to Phanerozoic thermotectonic events in central and southern Sweden. *Tectonophysics*, 316, 153-167.

⁹ Clift, P. D., Carter, A., dan Hurford, A. J., 1996. Constraints on the evolution of the East Greenland Margin: Evidence from detrital apatite in offshore sediments. *Geology*, 24, 1013-1016.

⁶ Cockburn, H. A. P., Brown, R. W., Summerfield, M. A., dan Seidl, M. A., 2000. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. *Earth Planet Sci Lett*, 179, 429-435.

- Coughlin, T. C.,⁹⁰ O'Sullivan, P. B., Kohn, B. P, dan Holcombe, R., 1998. ³⁴ Apatite fission track thermochronology of the Sierras Pampeanas, central west Argentina: Implications for the mechanism of plateau-uplift in the Andes. *Geology*, 106, 999-1002.
- ⁴⁶ Cowan, G. A., dan Adler, H. H., 1976. The variability of the natural abundance of ²³⁵U. *Geochemica Cosmochimica Acta*, 40, 1478-1490.
- ³ Cox, S. J. D., Kohn, B. P., dan Gleadow, A. J. W., 1998. From fission tracks to fault blocks: An approach to visualising tectonics in the Snowy Mountains. *Austral Geol Surv Org Record*, 2, 44-47.
- ²⁸ Coyle, D. A., 1992. The application of apatite fission track analysis to problems in tectonics (unpublished) PhD thesis, La Trobe University, Melbourne, 258 pp.
- ¹² Coyle, D. A., Wagner, G. A, Hejl, E., Brown, R., dan van Den Haute, P.,¹⁶ 1997. The Cretaceous and younger thermal history of the KTB site (Germany): Apatite fission-track data from the Vorbohrung. *Geol Rundsch*, 86, 203-209.
- ⁹ Crough, S. T., 1983. Apatite fission-track dating of erosion in the eastern Andes, Bolivia. *Earth Planet Sci Lett*, 64, 396-397.
- ¹ Crowley, K. D., Cameron M., dan Schaefer R. L., 1991. Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 1449-1465.
- Cunningham, C. G., dan Barton, P. B., Jr., 1984. Recognition and use of paleothermal anomalies as a new exploration tool. *Geol. Soc. America Abstracts with Programs*, 16 (6), 481.
- de Bruijne, C. H., dan Andriessen P. A. M., 2002. Far field effects of Alpine plate tectonism in the Iberian microplate recorded by fault-related denudation in the Spanish Central System. *Tectonophysics*, 349, 161-184.
- Dokka, R. K., 1993. Original dip and subsequent modification of a Cordilleran detachment fault, Mojave extensional belt, California. *Geology*, 21, 711-714.
- ¹ Donelick, R. A., 1991. Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission-track length in apatite: an empirical model and experimental observations *American Mineralogist*, 76, 83-91.
- ¹³ Donelick, R. A., Roden M. K., Mooers J. D., Carpenter B. S., dan Miller D. S., 1990. Etchable length reduction of induced fission tracks in apatite at room temperature, ~23 °C, crystallographic orientation effects and 'initial' mean lengths. *Nuclear Tracks Radiation Measurement*, 17, 261-265.
- ⁸⁶ Dow, D. B., Robinson, G. P., Hartono, U., dan Ratman, N., 1988. *Geology of Irian Jaya: Preliminary report. GRDC-BMR*, 298 pp.

Duane M. J, dan Brown R. W., 1991. Tectonic brines and sedimentary basins: Further applications of fission track analysis in understanding Karoo Basin evolution (South Africa). *Basin Res*, 3, 187-195.

¹ Duddy, I. R., Green P. F., dan Laslett G. M. 1988. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 3. Variable temperature behavior. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 73, 25-38.

¹⁸ Duddy, I. R., Green, P. F., Bray, R. J, dan Hegarty, K, A., 1994. Recognition of the thermal effects of fluid flow in sedimentary basins. In Parnell J (ed) *Geofluids: Origin, migration and evolution of fluids in Sedimentary Basins*. Geol Soc London Special Publ, 78, 325-345.

¹ Duddy, I. R., Green, P. F., dan Laslett, G.M., 1988. Thermal history of the Otway basin, southeastern Australia, from geologic annealing of fission tracks in detrital volcanic apatites. Abstract, Fission-track Dating Workshop, 5th International Conference Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology, Nikko National Park, Japan, 13-16.

²¹ Dumitru, T. A, Hill K. C, Coyle D. A, Duddy I. R, Foster D., Gleadow A. J. W, Green P. F, Laslett G. M, Kohn B. P, dan O'Sullivan P. B., 1991. Fission track thermochronology: Application to continental rifting of southeastern Australia. *Austral Petrol Exploration Assoc J*, 31, 131-142.

⁵³ Dumitru, T. A, Miller E. L, O'Sullivan P. B, Amato J. M, Hannula K. A, Calvert A. C, dan Gans P. B., 1995. Cretaceous to Recent extension in the Bering Strait region, Alaska. *Tectonics*, 14, 549-563.

³⁰ Dumitru, T. A., 1988. Subnormal geothermal gradients in the Great Valley forearc basin, California, during Franciscan subduction: A fission track study. *Tectonics*, 7, 1201-1221.

Dumitru, T. A., 1991. Major Quaternary uplift along the northernmost San Andreas Fault, King Range, northwestern California. *Geology*, 19, 526-529.

²¹ Dumitru, T. A., dan Hill K. C., 1991. Fission track thermochronology: Application to continental rifting of south-eastern Australia. *The APEA Journal*, 31, 131-142.

²³ Farley, dan Kenneth, A., 2002. (U-Th)/He Dating: Techniques, calibrations, and applications. In: *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47. Mineralogical Society of America, Washington, DC, 819-844.

⁹⁶ Faure, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*, 2nd ed. John Wiley & Sons, 589 pp.

- ⁴⁷ Fayon, A. K., Whitney D. L., Teyssier C., Garver J. I., dan Dilek Y. 2001. Effects of plate convergence obliquity on timing and mechanisms of exhumation of a mid-crustal terrain, the Central Anatolian Crystalline Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 191-205.
- Feinstein, S., Kohn, B. P., dan Eyal, M., 1989. Significance of combined vitrinite reflectance and fission track studies in evaluating thermal history of sedimentary basins: An example from Southern Israel. *Thermal History of Sedimentary Basins*, 197–216.
- ²⁸ Fitzgerald, P. G., 1987. Uplift history of the Transantarctic mountains in the Ross sea and a model for their formation (unpublished) PhD thesis. Department of Geology, Melbourne University, Australia.
- Fitzgerald, P. G., ⁴¹ 1994. Thermochronological constraints on the post-Paleozoic tectonic evolution of the central Transantarctic Mountains, Antarctica. *Tectonics*, 13, 818-836.
- ²⁵ Fitzgerald, P. G., dan Gleadow A. J. W., 1988. Fission-track geochronology, tectonics and structure of the Transantarctic Mountains in Northern Victoria Land, Antarctica. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 73, 169-198.
- ⁴¹ Fitzgerald, P. G., dan Gleadow A. J. W., 1990. New approaches in fission track geochronology as a tectonic tool: examples from the Transantarctic Mountains Nuclear Tracks, 17, 351-357.
- Fitzgerald, P. G., Fryxel ⁹ J. E., dan Wernicke B. P., 1991. Miocene crustal extension and uplift in southeastern Nevada: Constraints from fission track analysis. *Geology*, 19, 1013-1016.
- ² Fitzgerald, P. G., Munoz, J. A., Coney, P. J., dan Baldwin, S. L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: Implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 173, 157-170.
- Fitzgerald, P. G., Reynolds S. J., Stump E., ¹⁶ Foster D. A., dan Gleadow A. J. W., 1993. Thermochronologic evidence for timing of denudation and rate of crustal extension of the South Mountain metamorphic core complex and Sierra Estrella, Arizona. *Nucl Tracks*, 21, 555-563.
- ¹⁴ Fitzgerald, P. G., Sandiford M., Barrett P. J., dan Gleadow A. J. W. 1986. Asymmetric extension in the Transantarctic Mountains and Ross Embayment. *Earth Planet Sci Lett*, 86, 67-78.
- Fitzgerald, P. G., Sorkhabi R. B., Redfield T. F., dan Stump E., 1995. Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal of Geophysical Research*, 100, 20175-20191.

- ²⁶ Fleischer, R. L. dan Hart, H. R., 1972. Fission track dating: Techniques and problems. In W. W. Bishop, D. A. Miller, and S. Cole (eds): Calibration of hominoid evolution. Scottish Academic Press, Edingburgh, 135-170.
- ¹² Fleischer, R. L., dan Price P. B., 1964. Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks. *Geochemica Edingburgh*, 135-170.
- ² Fleischer, R. L., Price, P. B., dan Walker, R. M., 1965. Effects of temperature, pressure and ionization of the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. *Journal of Geophysical Research*, 70, 1497-1582.
- Fleischer, R. L., Price, P. B., dan Walker, R. M., 1975. Nuclear tracks in solids: Principles and applications. University of California Press, Berkeley, California, 605 pp.
- ³⁹ Fletcher, J. M., Kohn B. P., Foster D. A., dan Gleadow A. J. W., 2000. Heterogeneous Neogene cooling and uplift of the Los Cabos block, southern Baja California: Evidence from fission track thermochronology. *Geology*, 28,107-110.
- ¹⁶ Foster, D. A., dan Gleadow A. J. W., 1992b. The morphotectonic evolution of rift-margin mountains in central Kenya: Constraints from apatite fission track analyses. *Earth Planet Sci Lett*, 113, 157-171.
- Foster, D. A., dan John B. E., 1999. Quantifying tectonic exhumation in an extensional orogen with thermochronology: Examples from the southern Basin and Range Province. In Ring U, Brandon MT, Lister G, and Willett SD (eds), *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow, and Erosion*, Geol Soc London Special Publ, 154, 343-364.
- Foster, D. A., dan Gleadow, A. J. W., 1994. Reactivated tectonic boundaries and implications for the reconstruction of southeastern Australia and northern Victoria Land, Antarctica. *Geology* (1992) 20 (3): 267-270.
- ¹⁶ Foster, D. A., dan Gleadow A. J. W., 1992a. Reactivated tectonic boundaries and implications for the reconstruction of southeastern Australia and northern Victoria Land, Antarctica. *Geology*, 20, 267-270.
- ¹ Foster, D. A., dan Gleadow A. J. W., 1996. Structural framework and denudation history of the flanks of the Kenya and Anza Rifts, *East Africa Tectonics* 15 :naese 258-271
- ³² Foster, D. A., Gleadow A. J. W., Reynolds S. J., dan Fitzgerald P. G., 1993. The denudation of metamorphic core complexes and the reconstruction of the transition zone, west-central Arizona: Constraints from apatite fission-track thermochronology. *J Geophys Res*, 98, 2167-2185.

- Foster, D. A., Miller D. S, dan Miller C. F., 1991. Tertiary extension in the Old Woman Mountains area, California: Evidence from apatite fission track analysis. *Tectonics*, 10, 875-886.
- ¹⁵ Galbraith, R. F., 1981. On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology*, 13, 471-478.
- Galbraith, R. F., 1988. Graphical display of estimate having differing standard errors. *Technometrics*, 30, 271-281.
- ¹⁶ Galbraith, R. F., 1990. The radial plot: Graphical assessment of spread in ages. *Nuclear Tracks Radiation Measurements*, 17, 207-214.
- Galbraith, R. F., dan Laslett G. M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 21, 459-470.
- Gallagher, K., 1995. Evolving temperature history from apatite fission track data. *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 421-435.
- Gallagher, K., Brown, R., Cameron, N. R., Bate, R. H., dan Clure, V. S., 1999. ⁶ The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern African and Southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society Special Publications, 153, 41-53.
- ¹⁰ Gallagher, K., Brown, R., dan Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26, 519-72.
- Gallagher, K., dan Brown, R. W., ³¹ 1997. The onshore record of passive margin evolution. *J Geol Soc London*, 154, 451-457.
- ³⁴ Gallagher, K., dan Brown, R. W., 1999a. Denudation and uplift at passive margins: the record on the Atlantic Margin of southern Africa. *Phil Trans Roy Soc London A*, 357, 835-859.
- ⁶ Gallagher, K., dan Brown, R. W., 1999b. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. In Cameron N, Bate R, and Clure V (eds): *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geol Soc London Special Publ, 153, 41-53.
- ²⁶ Gallagher, K., Hawkesworth, C. J., dan Mantovani, M. J. M., 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *J Geophys Res*, 99, 18117-18145.
- ²² Galliker, D., Hugentobler, E., dan Hahn, B., 1970. Spontane kernspaltung von U-238 und Am-241. *Phys. Acta*, 43, 43-593.

- ⁴² Garver, J. I., Brandon, M. T., Roden-tice, M., dan Kamp, P. J. J., 1999. Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology. Geological Society Special Publications, 154 , 283-304.
- Gibson H. J, dan Stüwe, K., ³¹ 2000. Multiphase cooling and exhumation of the southern Adelaide Fold Belt: Constraints from apatite fission track data. Basin Res, 12, 31-45.
- Giles, M. R., dan Indrelid, S. L., 1998. Divining burial and thermal histories from indicator data. ³⁵ Application and limitations: An example from the Irish Sea and Cheshire Basins. In van Den Haute P, and De Corte F (eds): Advances in fission-track geochronology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 115-150.
- ²⁴ Gleadow, A. J. W, dan Fitzgerald, P. G., 1987. Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: New evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, southern Victoria Land. Earth Planet Sci Lett, 82, 1-14
- Gleadow, A. J. W. dan Duddy, I. R., ³³ 1981. A natural long term annealing experiment for apatite. Nuclear Tracks, 5, 169-174.
- ¹⁰ Gleadow, A. J. W., 1984. Fission track dating methods II: A manual of principles and applications. Workshop on fission track analysis: Principles and applications. James Cook University, Townsville, Australia, 35 pp.
- Gleadow, A. J. W., dan ⁴² Brooks, C. K., 1979. Fission track dating, thermal histories and tectonics of igneous intrusions of East Greenland. Contrib Mineral Petrol, 71, 45-60.
- ⁹ Gleadow, A. J. W., dan Lovering, J. F., 1974. The effect of weathering on fission track dating. Earth and Planetary Science Letters, 22 (2), 163-168.
- ² Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R., dan Lovering, J. F., 1983. Fission track analysis: A new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. The APEA Journal, 23, 93-102.
- Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R., Green, P. F., dan Lovering, J. F., 1986. Confined fission track lengths in apatite: A diagnostic tool for thermal history analysis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 94, 405-415.
- Gleadow, A. J. W., Kohn, B. P., Gallagher, K., dan Cox, S., 1996. ⁹ Imaging the thermotectonic evolution of eastern Australia during the Mesozoic from fission track dating of apatites. Geol Soc Austral Abstr 43. Mesozoic Geology of the Eastern Australia Plate Conference Brisbane, 195-204.
- Gleadow, R. M., ³⁴ Belton, D. X., Kohn, B. P., dan Brown, R. W., 2002. Fission track dating of phosphate minerals and the thermochronology of apatite. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 48 (1), 579-630.

- ² Green, P. F., Duddy, I. R., Hegarty, K. A., dan Bray, R. J., 1999. Early Tertiary heat flow along the UK Atlantic margin and adjacent areas. In Fleet AJ, and Boldy SAR (eds): Petroleum Geology of Northwest Europe, Proc 5th Conf, Geol Soc London, 349-357.
- ²⁶ Green, P. F., 1981. Track-in track' length measurements in annealed apatites Nuclear Tracks, 5, 121-128.
- ⁵ Green, P. F., 1985. Comparison of zeta calibration baselines for fission-track dating of ²⁴apatite, zircon and sphene. Chemical Geology, 58, 1-22.
- Green, P. F., 1986. On the thermo-tectonic evolution of Northern England: Evidence from fission track analysis. Geological Magazine, 123, 493-506.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Bray, R. J., Buchanan, J. G., dan Buchanan, P. G., ⁹⁷1995. Applications of thermal history reconstruction in inverted basins. Basin Inversion. Geological Society Special Publications, 88, 149-165.
- ⁶⁵ Green, P. F., Duddy, I. R., dan Bray, R. J., 1995. Applications of thermal history reconstructions in inverted basins. In J. Buchanan and P. G. Buchanan (eds): Basin inversion. Geological Society Special Publication, 88, 149-165.
- ¹⁵ Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., dan Lovering, J. F., 1988. Apatite fission track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. In N. D. Naeser and T. H. McCulloh (eds): Thermal history of sedimentary basins: Methods and case histories. Springer Verlag, New York, 181-195.
- Green, P. F., Duddy, I. R., ⁴Gleadow, A. J. W., Lovering, J. F., ¹⁶Naeser, N. D., dan McCulloh T. H., 1989a. ⁷⁷Apatite fission track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. Thermal history of sedimentary basins: Methods and Case Histories, New York Springer, 181-195.
- ³³ Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., Tingate, P. R., dan Laslett, G. M., 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description. Chemical Geology, 59, 237-253.
- Green, P. F., Duddy, I. R., ⁸Hegarty, K. A., Doré, A. G., Cartwright, J. A., ¹⁰¹Stoker, M. S., Turner, J. P., dan ⁸⁸White, N., 2002. Quantifying exhumation from apatite fission-track analysis and vitrinite reflectance data: precision, accuracy and latest results from the Atlantic margin of NW Europe Exhumation of the North Atlantic Margin: Timing, Mechanisms and Implications for Petroleum Exploration. Geological Society Special Publications, 196, 331-354.
- ¹³ Green, P. F., Duddy, I. R., Laslett, G. M., Hegarty, K. A., Gleadow, A. J. W., dan Lovering, J. F., 1989b. Thermal annealing of fission tracks in apatite: 4 – Quantitative modelling

techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 79, 155-182.

Green, P. F., Duddy, I. R., ⁵⁶Laslett, G. M., Hegarty, K. A., Gleadow, A. J. W., dan Lovering, J. F., 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite: 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology*, 79, 155-182.

Grindley, G. ⁶⁹W., Mumme, T. C., dan Kohn, B. P., 1994. Stratigraphy, paleomagnetism, geochronology and structure of silicic volcanic rocks, Waiotapu/Paeroa range area, New Zealand. *Geothermics*, 23, 473-499.

Grist, A. M., Li, G., Reynolds, P.H., ¹⁷Zentilli, M., dan Beaumont, C., 1992. Thermochronology of the Scotian Basin from apatite fission-track and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data. In Zentilli M, Reynolds PM (eds): Short Course Handbook on Low-Temperature Thermochronology. Mineral Assoc Can, Ottawa, 97-118.

⁴⁹Hackspacher, P. C., Hadler, N., Ribeiro, L. F. B., Siqueira, M. C., dan Tello, C. E. S., 2001. Exhumation and denudation of the southeastern Brazilian Coast: Apatite fission track analyses from a transect in the Serra do Mar and Mantiqueira Mountain ranges. ⁷¹South American symposium on isotope geology. Extended abstracts.

⁸³Hall, R., 1997. Cenozoic tectonics of SE Asia and Australasia. In J. V. C. Howes and R. A. Nobel (eds): Petroleum system of SE Asia and Australasia. Proceedings of an International Conference, IPA, 47-62.

⁶⁶Hall, R., 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations. *Journal of Asian Earth Sciences*, Special Issue, 20, 353-431.

¹¹Hall, R., 2014. The Origin of Sundaland. Proceedings of Sundaland Resources 2014 MGEI Annual Convention.

Hansen, K., 2000. Tracking thermal history in East Greenland: An overview. *Global Planet Change*, 24, 303-309.

³Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza A., dan Bizzi L., 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research*, 103 (27), 091-27.

²⁷Harrison, T. M., Armstrong, R. L., Naeser, C. W., dan Harakal, J. E., 1979. Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*.

- ²⁰ Hill, K. C. dan Gleadow, A. J. W., 1989. Uplift and thermal history of the Papuan fold belt, Papua New Guinea: Apatite fission track analysis. *Australian Journal of Earth Sciences*, 36, 515-539.
- ⁷ Hill, K. C., Hill, K. A., Cooper, G. T., O'Sullivan, A. J., O'Sullivan, P. B., dan Richardson, M. J., 1995. Inversion around the Bass Basin, SE Australia. In Buchanan JG, Buchanan PG (eds) *Basin Inversion*. Geol Soc London Special Publ, 88, 525-547.
- ²⁰ Hill, K.C. dan Raza, A., 1999. Arc-continent collision in Papua Guinea – constraints from fission track thermochronology. *Tectonics*, 18, 950-966.
- Howard, K. A dan Foster, D. A., 1996. Thermal and unroofing history of a thick, tilted basin and range crustal section, Tortilla Mountains, Arizona. *J Geophys Res*, 101, 511-522.
- ⁴ Hurford, A. J. dan Green, P. F., 1982. A User's guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 343-354.
- Hurford, A. J. dan Green, P. F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating *Chemical Geology*, 1, 285-317.
- ⁴ Hurford, A. J. dan Green, P. F., 1986. The zeta age calibration of fission track dating. *Isotope Geoscience*, 1, 285-317.
- Hurford, A. J., 1990b. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation of fission track working group of the I. U. G. S. subcommission on geochronology. *Chemical Geology*, 80, 171-178.
- ⁹⁹ Hurford, A. J., Carter, A., Morton, A. C., Todd, S. P., dan ²²Haughton, P. D. W., 1991. The role of fission track dating in discrimination of provenance. *Developments in Sedimentary Provenance Studies*, 57, 67-78. Geological Society, London, Special Publications.
- Issler, D. R., Beaumont, C., Willett, S. D., Donelick, R. A., Mooers, J., dan Grist, A., 1990. Preliminary evidence from apatite fission track data concerning the Peace River Arch region, Western Canada Sedimentary Basin. *Bull Can Petrol Soc*, 38, 250-269.
- ⁴⁶ Jaffey, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. C., dan Essling, A. M., 1971. Precision measurement of the half lives and specific activities of ²³⁵U. *Physical Review*, 4, 1889-1906.
- ²³ John, B. E. dan Foster, D. A., 1993. Structural and thermal constraints on the initiation angle of detachment faulting in the southern basin and range: The Chemehuevi Mountains case study. *Bull Geol Soc Am*, 105, 1091-1108.
- ²⁹ Johnson, C. dan Gallagher, K. A., 2000. Preliminary Mesozoic and Cenozoic denudation history of the North East Greenland onshore margin. *Global and Planetary Change*, 24, 261-274.

- Johnson, C., 1997. Resolving denudational histories in orogenic belts with apatite fission-track thermochronology and structural data: an example from southern. Spain *Geology*, 25, 623-626.
- Jordan, T. E., Zeitler, P., Ramos, V., dan Gleadow, A. J. W., 1989. Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierra Pampeanas, Argentina. *J South Am Earth Sci*, 2, 207-222.
- ¹⁰ Kamp P. J. J. dan Green P. F., 1999. Thermal and tectonic history of selected Taranaki basin (New Zealand) wells assessed by apatite fission track analysis. *AAPG Bulletin*, 74, 1401-1419.
- ⁸¹ Kamp, P. J. J., Green, P. F., dan White, S. H., 1989. Fission track analysis reveals character of collisional tectonics in New Zealand. *Tectonics*, 8, 169-195.
- Kamp, P. J. J., Webster, K. S., dan Nathan, S., 1996. Thermal history analysis by integrated modelling of apatite fission track and vitrinite reflectance data: Application of an inverted basin (Buller Coalfield, New Zealand). *Basin Res*, 8, 383-402.
- ⁷ Kendrick, R. D., Hill, K. C., Parris, K., Ijep, S., dan O'Sullivan, P. B., 1995. Timing and style of Neogene regional deformation in the Irian Jaya fold belt, Indonesia. *The 24th Annual Convention Proceedings*, 1, 249-261.
- ⁷⁹ Ketcham, R. A. dan Carlson, W. D., 2001. Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery: applications to the geosciences. *Computers & Geosciences*, 27, 381-400.
- ² Ketcham, R. A., 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Mineralogy and Geochemistry*, 58 (1), 275-314.
- ¹² Ketcham, R. A., Donelick, R. A., dan Donelick, M. B., 2000. AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. *Geological Materials Research*.
- ⁵ Kohn, B. P. dan Eyal, M., 1981. History of uplift of the crystalline basement of Sinai and its relation to opening of the Red Sea as revealed by fission track dating of apatites. *Earth and Planetary Science Letters*, 52, 129-141.
- ⁵ Kohn, B. P., Foster, D. A., Steckler, M. S., dan Eyal, M., 1997. Thermal history of the eastern Gulf of Suez, II. Reconstruction from apatite fission track and ⁴⁰Ar/³⁹Ar K-feldspar measurements. *Tectonophysics*, 283, 219-239.
- ³ Kohn, B. P., Gleadow, A. J. W., Brown, R. W., Gallagher, K., O'Sullivan, P. B., dan Foster, D. A., 2002. Shaping the Australian crust over the last 300 million years: insights from fission track thermotectonic imaging and denudation studies of key terranes. *Australian Journal of Earth Sciences*, 49, 697-717.

- Kohn, B. P., Gleadow, A. J. W., Cox, S. J. D., Kohn, B. P., dan Bishop, P., 1999. Denudation history of the Snowy mountains: Constraints from apatite fission track thermochronology long-term landscape evolution of the southeastern Australian margin apatite fission track thermochronology and geomorphology. Melbourne Blackwell, 181-198.
- Kohn, B. P., Shagam, R., Bank, P. O., dan Burkley, L. A., 1984. Mesozoic-Pleistocene fission-track ages on rocks of the Venezuelan Andes and their tectonic implications. GeoScienceWorld.
- Kohn, B.P., Feinstein, S., dan Eyal, M., 1990. Cretaceous to present paleothermal gradients, central Negev, Israel: Constraints from fission track dating. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D: Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17 (3), 381-388.
- Laslett, G. M., Green, P. F., Duddy, I. R., dan Gleadow, A. J. W., 1987. Thermal annealing of fission tracks: 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology*, 65, 1-13.
- Laslett, G. M., Kendall, W. S., Gleadow, A. J. W., dan Duddy, I. R., 1982. Bias in measurement of fission-track length distributions. *Nuclear Tracks*, 6, 79-85.
- Leo, G. W., Hedge, C. E., dan Marvin, R. F., 1980. Geochemistry, strontium isotope data, and potassium-argon ages of the andesite-rhyolite association in the Padang area, West Sumatra. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7 (1-2), 139-156.
- Lewis, C. L. E., Green, P. F., Carter, A., dan Hurford, A. J., 1992. Elevated late Cretaceous to Early Tertiary paleotemperatures throughout North-west England: Three kilometres of Tertiary erosion. *Earth Planet Sci Lett*, 112, 131-145.
- Lisker, F., 2002. Review of fission track studies in northern Victoria Land – Passive margin evolution versus uplift of the Transantarctic Mountains. *Tectonophysics*, 349, 57-73.
- Lopatin, N. V., 1971. Temperature and geological time as factors of carbonification. *Akad. Nauk SSSR Izv. Ser. Geol.*, 3, 95-106.
- Marshallsea, S.J., Green, P.F., dan Webb, J., 2000. Thermal history of the Hodgkinson Province and Laura Basin, Queensland: Multiple cooling episodes identified from apatite fission track analysis and vitrinite reflectance data. *Austral J Earth Sci*, 47, 779-797.
- Mathiesen, A., Bidstrup, T., dan Christiansen, F. G., 2000. Denudation and uplift history of the Jameson Land basin, East Greenland – constrained from maturity and apatite fission track data. *Global and Planetary Change*, 24, 275-301.

May, S. J., Kelley, S. A., dan Russell, L. R., 1994. Footwall unloading and rift shoulder uplifts in the Albuquerque Basin : Their relation to syn-rift fanglomerates and apatite fission-track ages. In Keller GR, Cather SM (eds): Basins of the Rio Grande: Structure, stratigraphy, and tectonic setting. Geol Soc Am Spec, 291, 125-134.

¹ Meesters, A. G. C. A. dan Dunai, T. J. 2002a. Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes: Part I. Implications for low-temperature (U-Th)/He thermochronology. Chemical Geology, 186, 333-344.

Meesters, A. G. C. A. dan Dunai, T. J., 2002b. Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes: Part II. Application to cases with [alpha]-ejection and nonhomogeneous distribution of the source. Chemical Geology, 186, 347-363.

Menzies, M. A., Gallagher, K., Hurford, A. J., dan Yelland, A., ¹³ 1997. Red Sea and Gulf of Aden rifted margins, Yemen: Denudational histories and margin evolution. Geochim Cosmochim Acta, 61, 2511-2527.

⁴ Miller, D. S., Crowley, K. D., Dokka, R. K., Galbraith, R., Kowallis, B. J., dan Naeser, C. W., 1993. Results of interlaboratory comparison of fission track ages for 1992 fission track workshop. Nuclear Tracks Radiation Measurements, 21, 565-573.

Miller, L. E., Dumitru, T. A., Brown, R. W., dan Gans, P. B., 1999. Rapid Miocene slip on the Snake Range-Deep Creek Range fault system, east-central Nevada. Bull Geol Soc Am, 111, 886-905.

Mitchell, M. M., 1997. Elevated mid-Cretaceous paleotemperatures in the western Otway Basin: Consequences for hydrocarbon generation models. The APPEA Journal, 37, 505-523.

³¹ Mitchell, M. M., Kohn, B. P., dan Foster, D. A., 1998. Post-orogenic cooling history ⁸⁵ of Eastern South Australia from apatite FT thermochronology. In Van den haute P, De Corte F (eds): Advances in fission-track geochronology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 207-224.

³⁷ Moore, M. E., Gleadow, A. J. W., dan Lovering, J. F., 1986. Thermal evolution of rifted continental margins: New evidence from fission tracks in basement apatites from southeastern Australia Earth and Planetary Science Letters, 78, 255-270.

⁵ Naeser, C. W. dan Faul, H., 1969. Fission track annealing in apatite and sphene. Journal of Geophysical Research, 74, 705-710.

Naeser, C. W., 1967a. Fission track ²⁷ age relationship in a contact zone. Ph.D. Thesis. Southern Methodist University.

- Naeser, C. W., 1967b. ²² The use of apatite and sphene for fission track age determinations. *Bull. Geol. Soc. Am*, 78, 1523-1526.
- ²⁷ Naeser, C. W., 1979. Thermal history of sedimentary basins: Fission track dating of subsurface rocks. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 26, 109-112.
- ⁸ Naeser, N. D. dan Naeser, C. W., 1984. Fission track dating. In: W. C. Mahaney (ed): *Quaternary dating methods*. Elsevier, 87-100.
- Naeser, N. D., 1993. Apatite fission-track analysis in sedimentary basins: A critical appraisal. In Dore AG, Augustson JH, Hermanrud C, Stewart DJ, Sylta O (eds): *Basin modeling: Advances and applications*. Norwegian Petrol Soc Spec Publ, 3, 147-160.
- ²² Naeser, N. D., ¹⁸ Naeser, C. W., dan McCulloh, T. H., 1989. The application of fission track dating in sedimentary basins. In N. D. Naeser and T. H. McCulloh (eds): *Thermal history of sedimentary basins: Methods and case histories*. Springer Verlag, 157-180.
- ²² Naeser, N. D., Naeser, C. W., dan McCulloh, T. H., ⁹³ 1990. Thermal history of rocks in southern San Joaquin Valley, California: evidence from fission-track analysis. *Bull Am Assoc Petrol Geol*, 74, 13-29.
- ⁴⁴ Nelson, E. P., 1982. Post-tectonic uplift of the Cordillera Darwin orogenic core complex: Evidence from fission track geochronology and closing temperature-time relationships. *J Geol Soc London*, 139, 755-761.
- ¹ Noble, W. D., Foster, D. A., dan Gleadow A. J. W., 1997. The post-Pan-African thermal and extensional history of crystalline basement rocks in eastern Tanzania. *Tectonophysics*, 275, 331-350.
- ¹⁰ O'Sullivan, P. B. dan Parrish, R. R., 1995. The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: A case study from the Coast Ranges, British Columbia. *Earth Planet Sci Lett*, 132, 213-224.
- ²⁵ O'Sullivan, P. B., 1996. Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic evolution of the Colville Basin, North Slope, Alaska. In Johnsson M.J., Howell D. G. (eds): *Thermal evolution of sedimentary basins in Alaska*. U. S. Geol Surv Bull, 2142, 45-79.
- O'Sullivan, P. B., Belton, D. X., dan Orr, M., 2000a. Post-orogenic thermotectonic history of the Mount Buffalo region, Lachlan fold belt, Australia: evidence for Mesozoic to Cenozoic. *Tectonophysics*. 317, 1-26.
- ²¹ O'Sullivan, P. B., Gibson, D. L., Kohn, B. P., Pillans, B., dan Pain, C. F., 2000. Long-term landscape evolution of the Northparkes region of the Lachlan Fold Belt, Australia: Constraints from fission track and paleomagnetic data. *J Geol*, 108, 1-16.

- O'Sullivan, P. B., Orr, M., O'Sullivan, A. J., dan Gleadow, A. J. W., 1999. Episodic Late Paleozoic to Recent denudation of the Eastern Highlands of Australia: Evidence from the Bogong High Plains, Victoria. *Australia J Earth Sci*, 46, 199-216.
- ⁶² O'Sullivan, P. B. dan Currie, L. D., 1996. Thermotectonic history of Mt Logan, Yukon Territory, Canada: Implications of multiple episodes of middle to late Cenozoic denudation. *Earth and Planetary Science Letters*, 144, 251-26.
- ²⁵ O'Sullivan, P. B., 1996. Late Mesozoic and Cenozoic thermal evolution of the north slope Foreland basin, Alaska. In M. J. Johnson and D. G. Howell (eds): *Thermal evolution of sedimentary basin in Alaska*. U. S. Geological Survey Bulletin, 2124, 45-79.
- ⁹⁰ O'Sullivan, P. B., Kohn, B. P., Foster, D. A., dan Gleadow, A. J. W., 1995. ²⁵ Fission track data from the Bathurst Batholith: Evidence for rapid Mid-Cretaceous uplift and erosion within the eastern highlands of Australia. ¹¹⁷ *Australian Journal of Earth Sciences*, 42, 597-607.
- ³⁹ O'Sullivan, P. B., Mitchell, M. M., O'Sullivan, A. J., Kohn, B. P., dan Gleadow, A. J. W., 2000. Thermotectonic history of the Bassian Rise, Australia: Implications for the breakup of eastern Gondwana along Australia's southeastern margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 182, 31-47.
- O'Sullivan, P. B. dan Brown, R. W., 1998. Effects of surface cooling on apatite fission-track data: Evidence for Miocene climatic change, North Slope, Alaska. *Advances in Fission-Track Geochronology*, 255-267.
- ⁵ Omar, G. I. dan Steckler, M. S., 1995. Fission-track evidence on the initial rifting of the Red Sea: Two pulses, no propagation. *Science*, 270, 1341-1344.
- Omar, G. I., Steckler, M. S., Buck, W. R., dan Kohn, B. P., 1989. Fission track analysis of basement apatites at the western margin of the Gulf of Suez rift, Egypt: Evidence for synchronicity of uplift and subsidence. *Earth Planet Sci Lett*, 94, 316-328.
- Osadetz, K. G., Kohn, B. P., Feinstein, S., dan O'Sullivan, P. B., ¹⁸ 2002. Thermal history of Canadian Williston basin from apatite fission-track thermochronology – implications for petroleum systems and geodynamic history. *Tectonophysics*, 349, 221-249.
- Pagel, M., Braun, J. J., Disnar, J. R., Martinez, L., Renac, C., dan Vasseur, G., 1997. Thermal history constraints from studies of organic matter, clay minerals, fluid inclusions, and apatite fission tracks at the Ardeche paleo-margin (BA1 drill hole, GPF Program). *France Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes*, 67, 235-245.
- Parnell, J., Carey, P. F., Green, P.F., dan Duncan, W., 1999. Hydrocarbon migration history, West of Shetland: Integrated fluid inclusion and fission track studies. In Fleet AJ,

Boldy SAR (eds) Petroleum Geology of Northwest Europe: Proc 5th Conf. Geol Soc London, 613-625.

¹⁷ Parrish, R. R., 1983. Cenozoic thermal evolution and tectonics of the Coast Mountains of British Columbia. 1. Fission-track dating, apparent uplift rates, and patterns of uplift. *Tectonics*, 2, 601-631.

Parrish, R. R., 1985. Some cautions which should be exercised when interpreting fission-track and other dates with regard to uplift calculations. *Nucl Tracks*, 10, 425.

Pease, V., Foster, D., Wooden, J., O'Sullivan, P. B., Argent, J., dan Fanning, C., 1999. The Northern Sacramento Mountains, southwest United States. Part II: Exhumation history and detachment faulting. In Mac Niocaill C, Ryan PD (eds): *Continental Tectonics*. Geol Soc London Special Publ, 164, 199-237.

³⁶ Plint, H. E., Edmer, P., Reynolds, P. H., dan Grist, A. M., 1992. Eocene tectonics in the Omineca Belt, northern British Columbia, Canada: Field, ⁴⁰Ar-³⁹Ar, and fission track data from the Horseshoe Range. *GSA Bulletin* 104 (1), 106-116.

⁷⁰ Price, P. B. dan Walker, R. M. 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *Journal of Geophysical Research*, 68, 4847-4862.

¹² Price, P. B. dan Walker, R. M., 1962. Chemical etching of charged particle tracks in solids. *Journal of Applied Physics*, 33, 3407-3412.

Price, P. B. dan Walker, R. M., 1962. Observation of fossil particle tracks in natural micas. General Electric Research Laboratory, Schenectady, New York.

⁸⁷ Quigley, T. M. dan Mackenzie, A. S., 1988. The temperature of oil and gas formation in the subsurface. *Nature*, 333, 549-552.

⁶ Raab, M. J., Brown, R. W., Gallagher, K., Carter, A., dan Weber, K. 2002. Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: Constraints from apatite fission track analysis. *Tectonophysics*, 349, 75-92.

Rahn, M. K., Hurford, A. J., dan Frey, M., 1997. Rotation and exhumation of a thrust plane: Apatite fission-track data from the Glarus thrust. *Switzerland Geology*, 25, 599-602.

Ravenhurst, C. E. dan Donelick, R. A., 1992. Fission track thermochronology. In M. Zentilli and P. H. Reynolds (eds): *Short course handbook on low temperature thermochronology*. Mineralogical Association of Canada, 21-42.

Robert, S. V., dan ⁶¹ Burbank, D. W., 1993. Uplift and thermal history of the Teton Range (northwestern Wyoming) defined by apatite fission-track dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 118 (1-4), 295-309.

- ⁹⁴ Robertson, J., 1998. ¹⁰² Tangguh - discovery of a major gas province in Irian Jaya, Indonesia. *Proceedings of International Conference on Gas Habitats of SE Asia & Australasia*, IPA, 211-212.
- ²⁷ Ross, R. J., Naeser, C. W., dan ³⁶ Izett, G. A., 1976. Apatite fission-track dating of a sample from the type Caradoc (Middle Ordovician) Series in England. *Geology*, 4 (8), 505-506.
- Samson, S. D., Matthews, S., Mitchell, C. E., dan Goldman, D., 1995. ⁷⁴ Tephrochronology of highly altered ash beds: the use of trace element and strontium isotope geochemistry of apatite phenocrysts to correlate K-bentonites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (12), 2527-2536.
- Schaer, J. P., Reimer, G. M., dan Wagner, G. A., 1975. Actual and ancient uplift rate in the Gotthard region, Swiss Alps: A comparison between precise levelling and apatite fission track age. *Tectonophysics*, 29, 293-300.
- Schäfer, T. dan Olesch, M., 1998. Multiple thermal ²⁸ evolution of Oates Land (Northern Victoria ⁸⁵ Land, Antarctica): Evidence from apatite fission track analysis. In Van den haute P, De Corte F (eds) *Advances in Fission Track Geochronology*. Kluwer Academic, Dordrecht, 241-253.
- Schlunegger, F. dan Willett, S., 1999. ⁹ Spatial and temporal variations in exhumation of the central Swiss Alps and implications for exhumation mechanisms. *Geological Society, London, Special Publications*, 154, 157-179.
- Seward, D., 1989. Cenozoic basin histories determined by fission-track dating of basement granites, South Island, New Zealand. *Chem Geol*, 79, 31-48.
- ⁸ Shagam, R., Kohn, B. P., Banks, P. O., Dasch, L. E., Vargas, R., Rodriguez, G. I., dan Pimental, N., 1984. Tectonic implications of Cretaceous-Pliocene fission track ages from rocks of the circum-Maracaibo basin region of western Venezuela and eastern Colombia. *Geol Soc Am Mem*, 162, 385-412.
- ⁵² Simandjuntak, T.O. dan Barber, A.J., 1996. Contrasting tectonic styles in the Neogene orogenic belts of Indonesia. In Hall, R. and Blundell, D., (eds): *Tectonic Evolution of Southeast Asia*. Geological Society Special Publication, 106, 185-200.
- ⁵⁷ Sobel, E. R. dan Dumitru, T. A., 1997. Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102, 5043-5063.
- Sorkhabi, R. B., 1993. Fission-track ⁴⁰Ar ³⁹Ar and ²³ evidence for episodic denudation of the Gangotri granites in the Garhwal Higher Himalaya, India. *Tectonophysics*, 260, 187-199.

- ²¹ Spikings, R. A., Foster, D. A., dan Kohn, B. P., 1997. Phanerozoic denudation history of the Mount Isa Inlier, Northern Australia: Response of a Proterozoic mobile belt to intraplate tectonics. *Intl Geol Rev*, 39, 107-124.
- Spikings, R. A., Seward, D., Winkler, W., dan Ruiz, G. M., 2000. Low temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis. *Tectonics* 19, 649-668.
- ⁶ Springel, C., Kohn, P. B., Belton, D., Berner, Z., dan Gleadow, A. J. W., 2009. Apatite (U-Th-Sm)/He thermochronology of rapidly cooled samples: The effect of He implantation. *Earth and Planetary Science Letters*, 285 (1-2), 105-114.
- Steckler, M. S., Omar, G. I., Karner, G. D., dan Kohn, B. P., 1993. Pattern of hydrothermal circulation within the Newark Basin from fission-track analysis. *Geology*, 21, 735-738.
- Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D., dan Winkler, W., 1999. Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics*, 307, 255-276.
- ⁵⁹ Steven, S., Hanley, T. B., dan Sears J. W., 1980. *Geology of the pine mountain window and adjacent terranes in the piedmont province of Alabama and Georgia*. The geological Society of America Southeastern Section.
- ³⁰ Stockli, D. F., Linn, J. K., Walker, J. D., dan Dumitru, T. A., 2001. Miocene unroofing of the Canyon Range during extension along the Sevier Desert Detachment, west central Utah. *Tectonics*, 20, 289-307.
- ⁵⁸ Storzer, D. dan Selo, M., 1984. Toward a new tool in hydrocarbon resource evaluation: The potential of the apatite fission track chrono-thermometer. In Durand B (ed): *Thermal phenomena in sedimentary basins*. International Colloquium Bordeaux, Collection Colloques et Séminaires 41, Editions Technip, Paris, 89-110.
- ⁵⁸ Storzer, D. dan Wagner, G. A., 1982. The application of fission track dating in stratigraphy: A critical review. *Numerical dating in stratigraphy*, GB Odin (ed), John Wiley & Sons Ltd, 199-222.
- ¹⁴ Stüwe K., White L., dan Brown R., 1994. The influence of eroding topography on steady-state isotherms: Application to fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 124, 63-74.
- ¹¹ Sudarmono, Suherman, T., dan Eza, B., 1997. Paleogene basin development in Sundaland and its role to the petroleum systems in Western Indonesia. *Proceedings of an International Conference on Petroleum Systems of SE Asia and Australasia*, 545-560. ⁹⁸

- Summerfield, M. A., Brown R. W., Van den Haute, P, dan De Corte, F., 1998. Geomorphic factors in the interpretation of fission-track data advances in fission-track geochronology. Dordrecht Kluwer Academic, 269-284.
- Sutriyono, E., 1998. ⁴⁰ Cenozoic thermotectonic history of the Sunda-Asri basin, southeast Sumatra: New insights from apatite fission track thermochronology. *Journal of Asian Earth Science*, 16, 485-500.
- ³⁸ Sutriyono, E., 1999. Structure and thermochronology of the Bird's Head of Irian Jaya, Indonesia. PhD thesis, Departement of Earth Science, La Trobe University, Australia, 321 pp.
- Sutriyono, E., 2006. Hydrocarbon and thermal evolution of the Bintuni basin of western Papua, assessed by apatite fission track study. *Media Teknik, UGM*, 1, 13-19.
- ⁸⁴ Sutriyono, E., 2008. Accretion history of Paleogene arc terranes in Western Papua: Evidence from apatite fission track data. *Jurnal Ilmiah Magister Teknik Geologi (MTG), Program Pascasarjana Teknik Geologi UPN "Veteran"*, 1, 64-76.
- ⁷ Sutriyono, E., Hill, K. C., O' Sullivan, P. B., dan Saefudin, I., 1996. Mesozoic to recent tectonic and thermal history of the Bird's Head, Irian Jaya, East Indonesia using apatite fissiontrack analysis: Abstract. *The 25th Annual Convention Proceedings*, 3, 211-211.
- ⁷ Sutriyono, E., O'Sullivan, P. B., dan Hill, K. C., 1997. Thermochronology and tectonics of the Bird's Head region, Irian Jaya: apatite fission track constraints. *Proceedings of the Petroleum Systems of SE Asia and Australasia Conference, Indonesian Petroleum Association (IPA), Jakarta*.
- ⁶⁴ Sweeney, M., Turner, P., dan Vaughan D. J., 1986. Stable isotope and geochemical studies in the role of early diagenesis in ore formation, Konkola Basin, Zambian copper belt. *Economic Geology*, 81 (8), 1838-1852.
- ³⁵ Tagami, T. R. F., Galbraith, G. M., Yamada, G. M., dan Laslett, G. M., 1998. Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implication. In P. Van den Haute and F. De Corter (editors) : *Advance in fission track geochronology*. Kluwer Academic Press, Amsterdam, 99-112.
- Thomson, K., Green, P. F., Whitham, A. G., Price, S. P., dan Underhill, J. R., 1999a. New constraints on the thermal history of North-East Greenland from apatite fission-track analysis. *Bull Geol Soc Am*, 111, 1054-1068.
- Thomson, K., Underhill, J. R., ³¹ Green, P. F., Bray, R. J., dan Gibson, H. J., ¹⁹ 1999b. Evidence from apatite fission track analysis for the post-Devonian burial and exhumation history of the northern Highlands, Scotland. *Marine Petrol Geol*, 16, 27-39.

- Thomson, S. N., 1994. Fission track analysis of the crystalline basement rocks of the Calabrian arc, southern Italy: evidence of Oligo-Miocene late-orogenic extension and erosion. *Tectonophysics*, 238: 331-352.
- Thomson, S. N., Hervé, E., dan Stöckhert, B., 2001. Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *Tectonics*, 20, 693-711.
- Tippett, J. M. dan Kamp, P. J. J., 1993. Fission track analysis of the late Cenozoic vertical kinematics of continental Pacific crust, South Island, New Zealand. *J Geophys Res*, 98, 16119-16148.
- Tissot, B. P., Pelet, R., dan Ungerer, P. H., 1987. Thermal history of sedimentary basins, maturation indices, and kinetics of oil and gas generation. *AAPG Bulletin*, 71 (12), 1445-1466.
- Tseng, H. Y., Onstott, T. C., Burrus, R. C., dan Miller, D. S., 1996. Constraints on the thermal history of the Taylorsville basin, Virginia, U.S.A. from fluid-inclusion and fission-track analyses: Implications for subsurface geomicrobiology experiments. *Chem Geol*, 127, 297-311.
- Van Der Beek, P., Cloetingh, S., dan Andriessen, P., 1994. Mechanisms of extensional basin formation and vertical motions at rift flanks: Constraints from tectonic modelling and fission-track thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 417-433.
- Van Den Heuvel, P., Jonckheere, R., dan De Coster, F., 1988. Thermal neutron fluence determination for fission track dating with metal activation monitors: A re-investigation. *Chemical Geology*, 73, 233-244.
- Wagner, G. A. 1979. Archaeometric dating. *Lecture in isotope geology*, 178-188.
- Wagner, G. A. dan Reimer, G. M., 1972. Fission track tectonics: The tectonic interpretation of fission track ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 14, 263-268.
- Wagner, G. A. dan Storzer, D., 1972. Fission track length reductions in minerals and the thermal history of rocks. *Trans. Am Nucl. Soc.*, 15, 127-128.
- Wagner, G. A., 1968. Fission track dating of apatites. *Earth Planet Sci*, 4, 411-415.
- Wagner, G. A., 1969. Spuren der Spontanen Kernspaltung des Urans als Mittel zur Datierung von Apatiten und ein Beitrag zur Geochronologie des Odenwaldes. *N. Jb. Miner*, 110, 252-286.
- Wagner, G. A., 1977. Spaltspurendatierung an Apatiten und Titanit aus dem Ries: Ein Beitrag zum Alter und zur Wärmegeschichte. *Geol Bavarica*, 75, 349-354.

- Wagner, G. A., 1988. Apatite fission track geochrono-thermometer to 60°C: Projected length studies. *Chemical Geology*, 72, 145-153.
- Wagner, G. A., Michalski, I., dan Zaun, P., 1989. Apatite fission track dating of the Central European basement, Postvariscan thermo-tectonic evolution. *The German Continental Deep Drilling Program (KTB)*, 481-500.
- ⁹ Wagner, G. A., Miller D. S., dan Jäger E., 1979. Fission track ages on apatite of Bergell rocks from central Alps and Bergell boulders in Oligocene sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 45, 355-360.
- ²³ Wagner, G. dan Van Den Haute, P., 1992. *Fission track dating*. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 285 pp.
- Wagner, G.A. dan Storzer, D., 1997. ¹¹⁶ Fission-track dating of the western border of the Bohemian massif: Thermochronology and tectonic implications. *Geologische Rundschau*, 86, 210-219.
- Waples, W. W., 1980. ⁵⁰ Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's Method to Petroleum Exploration. *AAPG Bulletin*, 6, 916-926.
- ²⁰ Weiland, R. J. dan Cloos, M., 1996. Pliocene-Pleistocene asymmetric unroofing of the Irian Jaya fold belt, Irian Jaya Indonesia: Apatite fission track thermochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 108, 1436-1449.
- ¹⁷ Willett S. D., Beaumont, C, dan Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21, 371-374.
- ⁴ Yelland, A. J., 1990. Fission track thermotectonics in the Pyrenean orogen. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation, Part D: Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17, 293-299.
- ³ Zeck, H. P., Andriessen P. A. M., Hansen K., Jensen, P. K., dan Rasmussen, B. L., 1988. Paleozoic paleo-cover of the southern part of the Fennoscandian Shield: Fission track constraints. *Tectonophysics*, 149, 61-66.
- Zeitler, P. K., Herczeg, A. L., McDougall, I., dan Honda, M., 1987. U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51 (1), 2865-2868.
- Zhao, M., Behr, H. J., Ahrendt, H., Wemmer, K., Ren, Z., dan Zhao, Z., 1996. ¹⁹ Thermal and tectonic history of the Ordos Basin, China: Evidence from apatite fission track analysis, vitrinite reflectance, and K-Ar dating. *Bull Am Assoc Petrol Geol*, 80, 1110-1134.

INDEKS

A

acceptable fit, 57
akumulasi, 7, 8, 10, 47, 52
algoritma genetik, 55, 56, 57
alignment, 85
aliran panas, 11, 62, 89
analisis kesalahan, 28
aneling, 2, 13, 14, 21
anisotropik, 15, 35
anomali, 39
apatit, 2
aplikasi, 4, 19, 38, 40, 45
asumsi, 26, 52, 55, 65

B

back arc setting, 88
batuan, 2, 3, 4, 7, 8, 10, 11, 12, 13, 14, 17, 20,
21, 25, 26, 27, 28, 32, 33, 35, 36, 37, 38, 39,
41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 51, 52, 53,
54, 58, 59, 60, 61, 62, 64, 74, 75, 79, 89, 90,
92, 93, 94, 95, 96, 97
belakang busur, 11, 88
benua, 43, 44, 45, 96, 98
bercak radiasi, 1, 3, 5, 7, 10, 14, 23, 63
bias, 7, 35
biotite, 75, 78
burial, 7, 9, 39, 47, 48, 49, 51, 60, 91, 92, 93,
106, 119

C

cekungan Otway, 11, 20, 36, 39, 40, 50, 51
Cekungan Sunda, 89
central age, 25, 26, 27
chlorine, 2, 17
cleavage, 6
clinopyroxene, 77
closure temperature, 9, 10, 40
contemporaneous volcanism, 39
cooling episode, 51

D

deep drill holes, 38
deformasi, 3, 42, 45, 89, 94, 97
densitas, 6, 23, 24, 66
denudasi, 7, 14, 37, 41, 42, 43, 44, 45, 51, 52,
59, 60, 61, 62, 88, 92, 93, 94, 95, 97
deposenter, 90
deposisi, 7, 89, 91
derajat, 11, 17, 21, 36, 60
destilasi, 76, 77
detachment zone, 45
detektor, 64, 69, 83, 84
detektor luar, 23, 29, 30, 64, 70, 71, 79, 83,
84, 85
determinasi umur, 25
dietsa, 1, 5, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 83, 85
diferensial, 41
difusi, 2
distribusi bimodal, 51
dosimeter, 24, 28, 83
down-hole annealing, 36
durasi, 7, 8

E

eksotermal, 3
eksplorasi, 87
eksponensial, 16
ekstensional, 43, 87, 88
elevasi, 38, 41, 53, 92
empiris, 8, 18, 72
endapan logam, 39
energi kinetik, 1
episode, 8, 14, 20, 46, 48, 51, 52, 53, 54, 60,
93, 94, 95, 96, 97, 98
epiternal, 39
equivalent time, 19
estimasi, 21, 25, 26, 29, 34, 59, 60, 61, 62
etching, 3, 6, 82, 104, 116
etsa, 6, 29, 82

evolusi, 9, 13, 38, 39, 40, 41, 43, 46, 49, 58,
62, 89, 91, 93, 94, 97
exhumation, 51, 52, 99, 100, 103, 104, 105,
106, 108, 116, 117, 119

F

fanning Arrhenius, 9, 18, 19
fisi, 1
fission track, 1, 10, 24, 99, 100, 101, 102, 103,
104, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 111, 112,
113, 114, 115, 116, 117, 118, 119, 120, 121
florin, 2, 8
fluida, 41, 88
fluorin, 36
fluorine, 2
fluoroapatite, 17
formasi, 37
fosil, 1, 2, 5, 6, 7, 8, 13, 14, 15, 32, 42, 47, 52,
53
fosil jejak, 1, 2, 5, 6, 7, 8, 13, 14, 15, 32, 42,
47
fraksi, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 80
funnel, 76, 77, 78, 79

G

garnet, 78
gawir, 44
generasi, 14, 55, 56
geokronologi, 10, 23
geologi, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 11, 13, 14, 15, 17,
26, 32, 33, 37, 39, 41, 42, 43, 45, 46, 47, 50,
52, 56, 61, 63, 93
geological constraints, 56
geothermal, 2, 91, 103
goresan, 1, 5, 81, 82, 86
graben, 89
gradien, 2, 4, 8, 11, 41, 45, 52, 58, 59, 60, 61,
62, 91, 92, 93, 94
gunungapi, 13

H

hanging wall, 45
heat flow, 11, 62, 89, 101, 108

heating episode, 51
hidrokarbon, 11, 21, 22, 40, 91
hidrotermal, 39
homogen, 24, 77
hornblende, 76, 78
hukum Arrhenius, 16

I

indikator, 14, 41, 59
induksi, 23, 24, 25, 28, 29, 30, 31, 35, 36, 65,
66, 68, 70, 72, 73, 79, 80, 83, 85, 86
Inefisiensi etsa, 29
initial length, 7, 13
integrasi, 45
interpretasi, 7, 17, 26, 27, 40, 43
interpretasi data, 7, 17, 26, 27, 40, 43
intrusi, 11, 37, 38, 39, 97, 98
inversi, 7, 41, 51
ion explosion spike, 5
isotermal, 42
isotop, 1, 23

J

jalur pegunungan, 41, 43, 93, 94, 96
Jejak belah, 1, 5, 14, 34, 87
jejak spontan, 15, 23, 25, 29, 30, 31, 32, 33,
34, 35, 36, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 72, 73, 85,
86

K

kalibrasi, 24, 28
kalkulasi, 61
Kepala Burung, 88, 94, 95, 96
kerak bumi, 11, 37, 38, 42, 45, 46
kimia, 1, 2, 5, 6, 7, 8, 15, 16, 17, 19, 25, 26,
36, 66, 70, 74, 75, 79, 83
klastik, 2, 44, 62, 74, 89, 90, 92, 94
klorin, 2, 8, 36, 91
kombinasi, 60, 61, 91
komparasi, 58, 60
komposisi kimia, 7, 8, 16, 17, 19, 25, 26, 35
konkordansi, 91
konsentrasi, 24, 30, 38, 65, 66, 72, 73

konstan, 16, 23, 24, 33, 52, 54, 60, 61, 91, 93
konstanta, 18, 24, 25, 27
konstrain, 14, 55, 56, 58
kontinen, 43, 44, 95, 96, 97
konvergensi, 88, 97
koreksi, 35, 36
korelasi, 8, 11, 20, 21, 24, 28, 35, 36, 47, 50,
53, 57
kristal, 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 10, 11, 13, 14, 15, 16,
17, 18, 23, 25, 29, 30, 34, 35, 37, 38, 39, 42,
47, 52, 53, 54, 65, 66, 67, 69, 70, 71, 72, 73,
75, 77, 79, 80, 81, 83, 86, 89, 90
kristalografi, 15, 16, 35, 68, 87
krusial, 73, 86
kuantitatif, 16, 40, 54, 58
kurva, 8

L

larutan kimia, 1, 5, 6, 66, 70, 75, 83
lateral, 42
lempeng, 43, 88, 96
lempung, 41, 74, 75
litosfer, 43, 45, 96, 97

M

magma, 9, 11, 39, 88
magnetik, 75, 76, 78, 79
maksimum, 2, 39, 41, 47, 56, 59, 60, 61, 62,
88, 91, 92
material vulkanik, 13
mean age, 25, 27
metamorfisme, 9
metamorfosa kontak, 37
metode populasi, 23, 64, 65, 69, 70
mika, 70, 83
mikroskop, 1, 3, 5, 33, 73, 80, 81, 82, 83, 85
mineral, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 13, 15, 16,
20, 23, 24, 26, 29, 30, 32, 33, 34, 35, 36, 37,
47, 49, 51, 59, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 75,
76, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87,
88, 90, 92, 93
mineralisasi, 39, 88, 89
minimal, 13, 39, 47, 49, 50, 74

misalignment, 30, 86
model empiris, 54
model matematis, 9, 18
model statistik, 26
multi-komposisi, 25
muskovit, 28

N

neutron dose, 24, 65
non-magnetik, 75, 76, 79
nukleus, 1, 5
nuklir, 1, 3, 24, 28, 30, 66, 69, 83, 84

O

observasi, 13, 14, 15, 20, 21
organik, 58
orientasi, 15, 16, 68
orogen, 41, 43

P

paleotemperatur, 4, 7, 10, 13, 14, 38, 41, 47,
49, 50, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 89, 93
paleotermal, 9, 12, 49, 62, 90, 91
panasbumi, 2, 8, 52, 58
paralel, 15, 16, 34, 42, 87
parallel Arrhenius, 18, 19
parameter, 7, 11, 12, 14, 21, 24, 28, 38, 41,
43, 50, 54, 57, 63, 73, 90, 93
partial, 13
paruh, 5
pelencengan, 30
peluruhan, 1, 3, 4, 5, 24, 25, 27, 28, 30
pemolesan, 64, 68, 72, 79, 82, 86
penanggalan, 3, 4, 10, 29, 33, 37, 40, 64, 65,
70, 72, 80, 85, 90
pendinginan, 7, 8, 14, 19, 20, 33, 39, 42, 44,
45, 49, 51, 53, 54, 60, 62, 92, 93, 94, 96, 97,
98
pengangkatan, 14, 41, 43, 48, 51, 52, 53, 61,
88, 92, 93, 95, 96, 97
pengasahan, 6, 72, 73, 79, 81
pengetsaan, 3, 5, 6, 34, 64, 65, 66, 67, 69, 70,
82, 86

penimbunan, 7
pensesaran, 37, 43, 45, 46
pentarikan, 3, 4, 9, 10, 23, 24, 25, 26, 28, 36,
37, 38, 40, 41, 45, 64, 65, 67, 68, 69, 71, 72,
73, 74, 80, 89, 92
penyingkapan, 51
perangkat keras, 73
perangkat lunak, 73, 85
perconto, 3, 6, 11, 12, 15, 16, 17, 20, 21, 25,
26, 27, 35, 36, 37, 38, 40, 42, 43, 46, 49, 51,
57, 63, 64, 65, 66, 68, 72, 74, 79, 80, 82, 89,
91, 92, 94, 96, 97, 98
perlipatan, 42
ploting, 27, 51
pooled age, 25, 26, 27
preparat, 30, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 79, 80, 81,
82, 83, 84, 85, 86
Preparat, 82
provenance, 49, 62, 90, 109

R

radial plot, 26, 27, 105
radiasi, 1, 3, 4, 5, 7, 10, 14, 16, 23, 63, 72, 84
radioaktif, 3, 5, 23, 28, 67, 68, 72, 74, 84
radioaktivitas, 4
radiometrik, 3, 38, 41
reaktifitas, 88
reaktor nuklir, 28, 30, 66, 69, 83, 84
reduksi, 8, 9, 17, 18, 19, 20, 35, 88
regional, 11, 39, 45, 46, 52, 88, 89, 91, 93, 94,
97
rekahan, 6, 16
rekaman, 7, 14, 30, 32, 33, 38, 47, 52, 93
repolishing, 68
resisten, 3, 8, 45, 91
rutile, 78

S

sejarah, 2, 4, 7, 9, 10, 12, 14, 19, 25, 26, 32,
37, 38, 40, 41, 43, 44, 46, 47, 48, 49, 50, 51,
53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 63, 89, 90, 92, 93,
95, 97

sejarah termal, 10, 12, 25, 37, 38, 40, 41, 46,
47, 48, 49, 51, 54, 55, 56, 57, 59, 63, 89, 90,
92, 95, 97
sikuen, 3, 7, 8, 10, 12, 13, 14, 20, 21, 28, 32,
33, 37, 38, 39, 41, 42, 44, 45, 46, 47, 48, 50,
51, 52, 53, 54, 58, 59, 60, 61, 62, 74, 89, 90,
91, 92, 93, 94, 95, 96, 97
sikuen batuan, 3, 7, 8, 10, 12, 13, 14, 20, 21,
28, 32, 33, 38, 39, 41, 42, 44, 45, 46, 47, 48,
50, 51, 52, 53, 54, 58, 59, 60, 61, 62, 93, 96,
97
skala waktu, 2, 4, 7, 13, 14, 17
sphene, 10, 66, 71, 78, 107, 113
spontan, 3, 4, 6, 10, 15, 23, 24, 25, 27, 29, 30,
31, 32, 33, 34, 35, 36, 64, 65, 66, 67, 68, 69,
70, 72, 73, 85, 86
stabil, 13, 15, 17, 32, 36, 45
stabilitas, 15
standar deviasi, 25, 29, 50, 56, 57
stock, 39
stratigrafi, 13, 37, 40, 46, 49, 53, 89, 90, 91,
92, 93
struktur, 42, 46, 89, 91, 93, 94
Sumatera, 11, 12, 41, 89
sumur, 11, 36, 61, 92
sumur bor, 36
Sundaland, 11, 89, 108, 118

T

tektonik, 3, 11, 43, 45, 46, 52, 88, 91, 93, 94,
97
temperatur, 2, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14,
16, 17, 18, 19, 20, 21, 32, 35, 36, 39, 40, 47,
49, 50, 51, 53, 54, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62,
78, 79, 84, 85, 89, 90, 91, 92, 93, 95
tereparasi, 8
termal, 2, 10, 12, 25, 36, 37, 38, 39, 40, 41,
46, 47, 48, 49, 51, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 63,
89, 90, 92, 94, 95, 97
termokronologi, 2, 9
termokronometer, 2, 9, 10, 45
termotektonik, 39, 41
thorium, 5

time-space relationship, 43
time-temperature path, 32
titanite, 78
topografi, 9, 14, 41, 42, 43, 44, 53, 93
total reset, 8, 13, 40
transmisi, 33

U

umur absolut, 3, 37, 38
umur bawaan, 25, 26, 72
umur standar, 28
unfitted, 56
upper crust, 38
uranium, 1, 3, 4, 5, 24, 28, 30, 38, 51, 65, 66,
68, 70, 71, 72, 73, 83

V

vertikal, 30, 38, 50, 52, 75, 78
Vitrinite Reflectance, 22, 99, 103
volume, 43, 77
vulkanik, 13, 17, 37, 38, 98

W

waktu geologi, 2, 4, 5, 7, 13, 17, 32, 41, 46,
50, 52, 61, 93

Z

zeta kalibrasi, 28, 70
zona, 12, 13, 14, 16, 21, 22, 23, 42, 45, 49, 50,
52, 53, 54, 58, 59, 94

Termokronologi Jejak Belah Apatit

ORIGINALITY REPORT

18%

SIMILARITY INDEX

12%

INTERNET SOURCES

15%

PUBLICATIONS

9%

STUDENT PAPERS

PRIMARY SOURCES

- | | | |
|---|--|----|
| 1 | e-docs.geo-leo.de
Internet Source | 1% |
| 2 | bibliotecadigital.exactas.uba.ar
Internet Source | 1% |
| 3 | Barry P. Kohn, Matevz Lorencak, Andrew J. W. Gleadow, Fabian Kohlmann, Asaf Raza, Kirk G. Osadetz, Peter Sorjonen-Ward. "A reappraisal of low-temperature thermochronology of the eastern Fennoscandia Shield and radiation-enhanced apatite fission-track annealing", Geological Society, London, Special Publications, 2009
Publication | 1% |
| 4 | tel.archives-ouvertes.fr
Internet Source | 1% |
| 5 | Bojar, A.V.. "Phanerozoic tectonothermal history of the Arabian-Nubian shield in the Eastern Desert of Egypt: evidence from fission track and paleostress data", Journal of African Earth Sciences, 200204/05
Publication | 1% |

6	repositorio.unesp.br Internet Source	<1 %
7	www.geology.latrobe.edu.au Internet Source	<1 %
8	Submitted to Universidad Pedagogica y Tecnologica de Colombia Student Paper	<1 %
9	Marco G. Malusà, Paul G. Fitzgerald. "The geologic interpretation of the detrital thermochronology record within a stratigraphic framework, with examples from the European Alps, Taiwan and the Himalayas", Earth-Science Reviews, 2020 Publication	<1 %
10	R. Underdown. "Constraining the burial history of the Ghadames Basin, North Africa: an integrated analysis using sonic velocities, vitrinite reflectance data and apatite fission track ages", Basin Research, 9/20/2007 Publication	<1 %
11	Submitted to Sriwijaya University Student Paper	<1 %
12	espace.curtin.edu.au Internet Source	<1 %
13	Alexander M Grist, Marcos Zentilli. "The thermal history of the Nares Strait, Kane	<1 %

Basin, and Smith Sound region in Canada and Greenland: constraints from apatite fission-track and (UThSm)/He dating", Canadian Journal of Earth Sciences, 2005

Publication

14

www.uvm.edu

Internet Source

<1 %

15

geolsoc.org.uk

Internet Source

<1 %

16

Peter Van der Beek, Evelyne Mbede, Paul Andriessen, Damien Delvaux. "Denudation history of the Malawi and Rukwa Rift flanks (East African Rift System) from apatite fission track thermochronology", Journal of African Earth Sciences, 1998

Publication

<1 %

17

argon.ess.washington.edu

Internet Source

<1 %

18

www.geo.arizona.edu

Internet Source

<1 %

19

Andrew A. McCulloch. "Apatite fission track results from Ireland and the Porcupine basin and their significance for the evolution of the North Atlantic", Marine and Petroleum Geology, 1993

Publication

<1 %

www.scribd.com

20

Internet Source

<1 %

21

www.tandfonline.com

Internet Source

<1 %

22

repositorio.ufpa.br

Internet Source

<1 %

23

d-nb.info

Internet Source

<1 %

24

repository.kulib.kyoto-u.ac.jp

Internet Source

<1 %

25

Paul B. O'sullivan. "Multiple episodes of Cenozoic denudation in the northeastern Brooks Range: fission-track data from the Okpilak batholith, Alaska", Canadian Journal of Earth Sciences, 08/1995

Publication

<1 %

26

Barbarand, J.. "Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling", Chemical Geology, 20030730

Publication

<1 %

27

C.W. Naeser. "Tertiary cooling and tectonic history of the White River uplift, Gore Range, and western Front Range, central Colorado: Evidence from fission-track and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages", Special Paper 366 Late Cenozoic

<1 %

Evaporite Tectonism and Volcanism in West-Central Colorado, 2002

Publication

28

arizona.openrepository.com

Internet Source

<1 %

29

Submitted to Royal Holloway and Bedford New College

Student Paper

<1 %

30

agupubs.pericles-prod.literatumonline.com

Internet Source

<1 %

31

H. J. Gibson. "Multiphase cooling and exhumation of the southern Adelaide Fold Belt: constraints from apatite fission track data", Basin Research, 3/18/2000

Publication

<1 %

32

Ann E. Blythe. "Low-temperature thermochronology of the San Gabriel and San Bernardino Mountains, southern California: Constraining structural evolution", Special Paper 365 Contributions to Crustal Evolution of the Southwestern United States, 2002

Publication

<1 %

33

H. R. Gröger, B. Fügenschuh, M. Tischler, S. M. Schmid, J. P. T. Foeken. "Tertiary cooling and exhumation history in the Maramures area (internal eastern Carpathians, northern Romania): thermochronology and structural

<1 %

data", Geological Society, London, Special Publications, 2008

Publication

34

Vhairi Mackintosh, Barry Kohn, Andrew Gleadow, Yuntao Tian. "Phanerozoic Morphotectonic Evolution of the Zimbabwe Craton: Unexpected Outcomes From a Multiple Low-Temperature Thermochronology Study", Tectonics, 2017

Publication

<1 %

35

jgsm.geologi.esdm.go.id

Internet Source

<1 %

36

pubs.geoscienceworld.org

Internet Source

<1 %

37

de Borba, A.W.. "Uplift and denudation of the Cacapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic: constraints from apatite fission-track data", Journal of South American Earth Sciences, 200212

Publication

<1 %

38

K. C. HILL. "Mesozoic-Cenozoic evolution of Australia's New Guinea margin in a west Pacific context", Special Paper 372 Evolution and Dynamics of the Australian Plate, 2003

Publication

<1 %

39

Samuel C. Boone, Christian Seiler, Barry P. Kohn, Andrew J. W. Gleadow, David A. Foster, Ling Chung. "Influence of Rift Superposition on Lithospheric Response to East African Rift System Extension: Lapur Range, Turkana, Kenya", *Tectonics*, 2018

Publication

<1 %

40

Edy Sutriyono. "Cenozoic thermotectonic history of the Sunda–Asri basin, southeast Sumatra: new insights from apatite fission track thermochronology", *Journal of Asian Earth Sciences*, 1998

Publication

<1 %

41

Fitzgerald, P.G.. "Interpretation of (U-Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: A case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land", *Chemical Geology*, 20060105

Publication

<1 %

42

Submitted to National Taiwan University

Student Paper

<1 %

43

Submitted to Pennsylvania State System of Higher Education

Student Paper

<1 %

44

Ropertz, Bernhard. "Wege der primären Migration: Eine Untersuchung über Porennetze, Klüfte, und Kerogennetzwerke als

<1 %

Leitbahnen für den Kohlenwasserstoff-Transport", Forschungszentrum Jülich, Zentralbibliothek, Verlag, 2009.

Publication

45

ri.conicet.gov.ar

Internet Source

<1 %

46

Submitted to TechKnowledge

Student Paper

<1 %

47

EREN, Yaşar and DEMİRCİOĞLU, Ramazan. "Çamardı (Niğde) yöresinde Paleosen-Eosen birimlerdeki lifsi damarlar ve yapısal yorumu", Pamukkale Üniversitesi, 2008.

Publication

<1 %

48

D. Nurfiani, Wang Xin, H. Gunawan, H. Triastuty, D. Hidayat, Wei Shengji, B. Taisne, C. Bouvet de Maisonneuve. "Combining petrology and seismology to unravel the plumbing system of a typical arc volcano: An example from Marapi, West Sumatra, Indonesia", Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2021

Publication

<1 %

49

Mark W. Carter, Scott Southworth, Richard P. Tollo, Arthur J. Merschat, Sara Wagner, Ava Lazor, John N. Aleinikoff. "Geology along the Blue Ridge Parkway in Virginia", Geological Society of America, 2017

Publication

<1 %


- 50 Thomas Hantschel. "Petroleum Generation",
Fundamentals of Basin and Petroleum
Systems Modeling, 2009
Publication <1 %
-
- 51 Submitted to Universidad Nacional de
Colombia
Student Paper <1 %
-
- 52 Submitted to Universitas Diponegoro
Student Paper <1 %
-
- 53 Trevor A. Dumitru. "Uplift, exhumation, and
deformation in the Chinese Tian Shan",
Memoir 194 Paleozoic and Mesozoic Tectonic
Evolution of Central and Eastern Asia From
Continental Assembly to Intracontinental
Deformation, 2001
Publication <1 %
-
- 54 Joel E. Saylor, Kurt W. Rudolph, Kurt E.
Sundell, Jolante Wijk. "Laramide Orogenesis
Driven by Late Cretaceous Weakening of the
North American Lithosphere", Journal of
Geophysical Research: Solid Earth, 2020
Publication <1 %
-
- 55 Submitted to University of Wollongong
Student Paper <1 %
-
- 56 dropdoc.ru
Internet Source <1 %
-

57

Internet Source

<1 %

58

Giulio Bigazzi, Zehra Yegingil, Tuncay Ercan, Massimo Oddone, Mehmet zdogan. "Fission track dating obsidians in Central and Northern Anatolia", Bulletin of Volcanology, 1993

Publication

<1 %

59

"Structural evolution of a major Appalachian salient-recess junction: Consequences of oblique collisional convergence across a continental margin transform fault", Geological Society of America Bulletin, 2005

Publication

<1 %

60

Bradley D. King, Robert H. Goldstein. "History of hydrothermal fluid flow in the midcontinent, USA: the relationship between inverted thermal structure, unconformities and porosity distribution", Geological Society, London, Special Publications, 2018

Publication

<1 %

61

Submitted to University of South Florida

Student Paper

<1 %

62

Submitted to Utah Education Network

Student Paper

<1 %

63

Lindsey Abdale, Philippe M. Belley, Lee A. Groat, Jan Cempírek, Radek Škoda, Corey

<1 %

Wall. "Corundum genesis at the Blue Jay Sapphire occurrence (British Columbia, Canada) as a record of metamorphism and partial melting in the Monashee Complex", *Lithos*, 2022

Publication

64

M.A. Sweeney, P.L. Binda. "Some constraints on the formation of the Zambian Copperbelt deposits", *Journal of African Earth Sciences*, 1994

Publication

65

Submitted to University of Brighton

Student Paper

66

琢 小松原. "活断層の変位速度からみた日本弧のプレート配置", *活断層研究*, 2015

Publication

67

Submitted to Royal Military College of Canada

Student Paper

68

T. C. Onstott, T. J. Phelps, F. S. Colwell, D. Ringelberg et al. "Observations pertaining to the origin and ecology of microorganisms recovered from the deep subsurface of Taylorsville Basin, Virginia", *Geomicrobiology Journal*, 2009

Publication

69

Manfred P. Hochstein, Suprijadi Soengkono. "Magnetic anomalies associated with high

<1 %

<1 %

<1 %

<1 %

<1 %

<1 %

temperature reservoirs in the taupo volcanic zone (New Zealand)", Geothermics, 1997

Publication

70

Submitted to Montana State University,
Bozeman

Student Paper

<1 %

71

P.C. Hackspacher, L.F.B. Ribeiro, M.C.S. Ribeiro, A.H. Fetter, J.C. Hadler Neto, C.E.S. Tello, E.L. Dantas. "Consolidation and Break-up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories", Gondwana Research, 2004

Publication

<1 %

72

Submitted to Queensland University of
Technology

Student Paper

<1 %

73

Submitted to Universitas Pertamina

Student Paper

<1 %

74

agupubs.onlinelibrary.wiley.com

Internet Source

<1 %

75

Petrology and Structural Geology, 1998.

Publication

<1 %

76

journals.ku.edu

Internet Source

<1 %

77

Paul B. O'Sullivan, Randall R. Parrish. "The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the Coast Ranges, British Columbia", Earth and Planetary Science Letters, 1995

Publication

<1 %

78

Submitted to University of Canterbury

Student Paper

<1 %

79

Engineering Computations, Volume 31, Issue 3 (2014-09-16)

Publication

<1 %

80

Submitted to Facultad Latinoamericana de Ciencias Sociales (FLACSO) - Sede Ecuador

Student Paper

<1 %

81

Kurt Stüwe, Lee White, Rod Brown. "The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis", Earth and Planetary Science Letters, 1994

Publication

<1 %

82

Murrell, G.. "Unravelling a long-term multi-event thermal record in the cratonic interior of southern Finland through apatite fission track thermochronology", Physics and Chemistry of the Earth, 2004

Publication

<1 %

83

K. C. Hill. "Copper-gold mineralisation in New Guinea: tectonics, lineaments, thermochronology and structure", Australian Journal of Earth Sciences, 8/2002

Publication

<1 %

84

Max Webb, Lloyd T. White, Benjamin M. Jost, Herwin Tiranda, Marcelle BouDagher-Fadel. "The history of Cenozoic magmatism and collision in NW New Guinea – New insights into the tectonic evolution of the northernmost margin of the Australian Plate", Gondwana Research, 2020

Publication

<1 %

85

Romano, Sandra. "Ursprung und Entwicklung des Altkristallins Ostkretas, Griechenland: Geochronologische und strukturelle Untersuchungen", Publikationsserver der Goethe-Universität Frankfurt am Main, 2006.

Publication

<1 %

86

etd.repository.ugm.ac.id

Internet Source

<1 %

87

知弘 土岐, 龍太郎 本田, 一希 大嶺, 潤 角皆 et al. "沖縄本島北部屋我地島沿岸における湧出ガスの起源", 地球化学, 2012

Publication

<1 %

88

Submitted to University of Liverpool

Student Paper

<1 %

89

I.R. Duddy, P.F. Green, G.M. Laslett. "Thermal annealing of fission tracks in apatite 3. Variable temperature behaviour", *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 1988

Publication

<1 %

90

João Pedro Macedo Silva. "Influência da estrutura reológica litosférica na evolução de escarpas em margens rifteadas: uma abordagem numérica", *Universidade de Sao Paulo, Agencia USP de Gestao da Informacao Academica (AGUIA)*, 2021

Publication

<1 %

91

Shigeru SUEOKA, Hideki Iwano, Tohru Danhara, Masakazu Niwa et al. "Detecting thermal anomalies using thermochronometry around hydrothermal veins in the Kii Peninsula, southwest Japan – An attempt", *Research Square Platform LLC*, 2023

Publication

<1 %

92

es.scribd.com

Internet Source

<1 %

93

DENNIS C. ARNE (2). "Evidence from Apatite Fission-Track Analysis for Regional Cretaceous Cooling in the Ouachita Mountain Fold Belt and Arkoma Basin of Arkansas: Geologic Note (1)", *AAPG Bulletin*, 1992

Publication

<1 %

94	ejournal.itats.ac.id Internet Source	<1 %
95	H. Catherine. "In Praise of Phosphates, or Why Vertebrates Chose Apatite to Mineralize Their Skeletal Elements", International Geology Review, 03/2000 Publication	<1 %
96	Scandolara, Jaime Estevão(Dantas, Elton Luiz and Fuck, Reinhardt Adolfo). "Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsas/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico", RIUnB, 2006. Publication	<1 %
97	Submitted to University of Leeds Student Paper	<1 %
98	Kai Zhang, Hon Chung Lau. "Regional opportunities for CO2 capture and storage in Southeast Asia", International Journal of Greenhouse Gas Control, 2022 Publication	<1 %
99	Luciano Alessandretti. "Geocronologia e geoquímica isotópica do Grupo Passa Dois (Permiano) na borda leste da Bacia do Paraná (Estados de Santa Catarina e São Paulo, Brasil)", Universidade de Sao Paulo, Agencia	<1 %

USP de Gestao da Informacao Academica (AGUIA), 2017

Publication

100	shareok.org Internet Source	<1 %
101	Submitted to University of Birmingham Student Paper	<1 %
102	archives.datapages.com Internet Source	<1 %
103	docplayer.info Internet Source	<1 %
104	eprints.uny.ac.id Internet Source	<1 %
105	kapal-kimia.blogspot.com Internet Source	<1 %
106	pt.scribd.com Internet Source	<1 %
107	rumahedukasiipa.wordpress.com Internet Source	<1 %
108	suryabm94.wordpress.com Internet Source	<1 %
109	www.didikjatmiko.com Internet Source	<1 %
110	cs.ugm.ac.id Internet Source	<1 %

111	digilib.uin-suka.ac.id Internet Source	<1 %
112	mafiadoc.com Internet Source	<1 %
113	mulpix.com Internet Source	<1 %
114	text-id.123dok.com Internet Source	<1 %
115	tips-mudah-sehat.blogspot.com Internet Source	<1 %
116	BIGAZZI, Gianni, YEĞİNGİL, Zehra, ERCAN, Tuncay, ODDONE, Michel and ÖZDOĞAN, Mustafa. "Age determination of obsidian bearing volcanics in Eastern Anatolia using the fission track dating method", TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, 1997. Publication	<1 %
117	P. M. Vasconcelos, K. M. Knesel, B. E. Cohen, J. A. Heim. "Geochronology of the Australian Cenozoic: a history of tectonic and igneous activity, weathering, erosion, and sedimentation*", Australian Journal of Earth Sciences, 2008 Publication	<1 %
118	S. C. Boone, M. - L. Balestrieri, B. P. Kohn, G. Corti, A. J. W. Gleadow, C. Seiler.	<1 %

"Tectonothermal Evolution of the Broadly Rifted Zone, Ethiopian Rift", Tectonics, 2019

Publication

119

qdoc.tips
Internet Source

<1 %

Exclude quotes Off

Exclude matches Off

Exclude bibliography Off