

TESIS DEFENDIDA POR
Raquel Negrete Aranda
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ

Dr. Edgardo Cañón Tapia
Director del Comité

Dr. Arturo Martín Barajas
Miembro del Comité

Dr. José Manuel Romo Jones
Miembro del Comité



Dr. Luca Ferrari Pedraglio
Miembro del Comité

Dr. Thomas Kretzschmar
*Coordinador del programa de posgrado
en Ciencias de la Tierra*

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales
Director de Estudios de Posgrado

26 de Junio de 2008

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**EL ORIGEN DEL VOLCANISMO POST-SUBDUCCION EN LA PENINSULA DE BAJA
CALIFORNIA, MEXICO.**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
DOCTOR EN CIENCIAS

Presenta:

RAQUEL NEGRETE ARANDA

Ensenada, Baja California, México, Junio de 2008.

RESUMEN de la tesis de **RAQUEL NEGRETE ARANDA**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de **DOCTOR EN CIENCIAS** en **CIENCIAS DE LA TIERRA** con orientación en **GEOLOGIA**. Ensenada, Baja California. Junio de 2008.

EL ORIGEN DEL VOLCANISMO POST-SUBDUCCION EN LA PENINSULA DE BAJA CALIFORNIA, MEXICO.

Resumen aprobado por:

Dr. Edgardo Cañón Tapia
Director de Tesis

Antes de los 12.5 Ma prácticamente todo el volcanismo encontrado a lo largo de la actual Península de Baja California estaba relacionado con procesos “normales” de subducción en una margen continental, tal y como lo registra la composición y distribución de las rocas volcánicas que definen el arco volcánico Miocénico. Alrededor de los 12.5 Ma, la subducción cesó simultáneamente en gran parte de la Península, marcando un cambio significativo en el estilo y composición del volcanismo. A pesar de la ausencia de un régimen tectónico bien definido, la evolución magmática de la Península continuó con la formación de campos volcánicos monogenéticos como la principal expresión de volcanismo post-subducción además de otras expresiones volcánicas menores. Los productos de este volcanismo muestran una gran diversidad geoquímica que incluye series magmáticas “anómalas” (i.e., adakititas, andesitas magnésicas y basaltos enriquecidos en Neobio). Este cambio en la actividad volcánica ha sido ampliamente documentado en trabajos regionales recientes que han contribuido con diferentes modelos para explicar el origen y la diversidad del volcanismo post-subducción sin que se haya podido alcanzar un consenso hasta hoy. Entre los modelos propuestos se encuentran la subducción de la dorsal activa, el rompimiento de la placa subducida, la re-equilibración térmica de la placa o bien modelos híbridos en donde se propone que una ventana astenosférica se desarrolla debajo de la Península como consecuencia del desgarramiento de la placa, la doble ruptura de la misma o la evolución de una ventana astenosférica original que migra desde el Norte de California (Dickinson, 1997; Aguillón-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003; Conly et al., 2005; Pallares et al., 2007). Sin embargo en todos los casos hay una falta de congruencia general entre las predicciones teóricas de estos modelos y las observaciones geológicas y geofísicas. Además, las aplicaciones de los diferentes modelos han tenido un carácter local y han sido aplicados para explicar solo algunas de las series magmáticas que conforman el volcanismo post-subducción, pero no abordan el problema desde una perspectiva regional. Más aún la mayoría de los modelos propuestos hasta el momento no relacionan la diversidad geoquímica con la distribución espacial y temporal del volcanismo post-subducción en Baja California. Este trabajo aborda el problema del volcanismo post-subducción en la Península de Baja California desde una perspectiva regional, enfocándose en estudiar el papel que el cambio en las magnitudes y orientaciones de los esfuerzos tectónicos ejerce en la actividad volcánica. Este análisis, aunado a un

examen detallado de los patrones espacio-temporales y composicionales de este volcanismo, fueron usados para examinar de manera critica los modelos tectónicos propuestos que intentan explicar el origen de la actividad volcánica post-subducción. Una interpretación alternativa hecha en esta tesis sugiere que los cambios en la distribución regional de los esfuerzos relacionados con las principales transiciones tectónicas, son el factor primordial que dispara la erupción de pequeños reservorios juxtapuestos de material fundido con diversas afinidades geoquímicas que eventualmente dieron lugar al volcanismo post-subducción. Esta alternativa es consistente con las observaciones geológicas y geofísicas y permite reconciliar las relaciones espacio-temporales y composicionales que definen este volcanismo.

Palabras Clave: Sistemas volcánicos; volcanismo post-subducción; campos volcánicos monogenéticos; Baja California.

ABSTRACT of the thesis presented by **RAQUEL NEGRETE ARANDA** as a partial requirement to obtain the **DOCTOR OF SCIENCE** degree in **EARTH SCIENCES** with orientation in **GEOLOGY**. Ensenada, Baja California, **México**. **June 2008**.

THE ORIGIN OF POST-SUBDUCTION VOLCANISM IN THE BAJA CALIFORNIA PENINSULA, MEXICO

Late Cenozoic volcanism in the Baja California Peninsula records the effects of cessation of subduction at a previously convergent plate margin. Prior to 12.5 Ma the predominant volcanic activity had a calc-alkaline signature, however, after 12.5 Ma during the period of tectonic transition from a convergent to a strike-slip boundary, the style and composition of the magmatic products changed dramatically. Notably, volcanic activity did not cease despite the absence of subduction or of a well defined scenario of rift- related magmatism. Volcanism younger than 12.5 Ma has occurred mainly as monogenetic volcanic fields showing a remarkable compositional diversity along the Baja California Peninsula. The change in volcanic activity has been addressed in various recent regional studies resulting in a variety of models aiming to explain the origin of post-subduction volcanism in Baja California. However, despite these efforts, no consensus exists regarding what source regions or tectonic scenarios were involved in producing magmas parental to the anomalous post-subduction volcanic rocks in the Peninsula. It has been proposed that the origin of the post subduction “anomalous” slab melt related magmas (i.e., adakites, Niobium enriched basalts, magnesian andesites) is linked to regional tectonic events such as the subduction of an active ridge, the breakoff of the subducted slab or the thermal re-equilibration of the stalled slab. Further variations include hybrid models that propose the formation of an asthenospheric window beneath Baja California due to slab tearing, a double slab breakoff or the evolution of an older slab-window that migrated from Northern California (Dickinson, 1997; Aguillón-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003; Conly et al., 2005; Pallares et al., 2007). However, in every case there is a lack of general agreement between the theoretical predictions of these models and geological and geophysical observations. Furthermore, the applications of these models have a local character and are focused on the geochemical composition of a few of these volcanic products at a time. In addition, most proposed models do not relate geochemical diversity with the spatial and temporal distribution of post-subduction volcanism. Therefore, the origin of post-subduction volcanism remains an ill defined problem within Baja California geologic evolution. In this thesis I further address this problem from a regional perspective, one in which I consider the entire spectrum of volcanic rocks types produced during this time. To this end, I first study the role of plate stresses in controlling post-subduction volcanism along with its spatial-temporal and compositional patterns. This analysis is in turn used to critically evaluate existing models for the origin of the post 12.5 Ma igneous activity, and to suggest an alternative interpretation. The alternative approach developed in this thesis, suggest that changes in regional stress distribution, related to major tectonic events, is the triggering factor allowing the tapping of geochemically diverse-small-scale melt pockets that ultimately produced the whole range of post-subduction volcanism in Baja California. This interpretation is consistent with geologic and geophysical observations and reconciles the apparent contradictory observations of spatial-temporal and compositional characteristics that define this volcanism.

Keywords: Volcanic Systems, Post-subduction volcanism; Monogenetic volcanic fields; Baja California.

"Mi reino es tan amplio como el universo y mis ambiciones no tienen límites.
Siempre voy avanzando, liberando espíritus y sopesando mundos, sin miedo,
sin compasión, sin amor, sin Dios.
Me llamo Ciencia."

[Gustave Flaubert]

"Denme la tormenta y la tempestad del pensamiento y la acción, más que la
calma chicha de la ignorancia y la fe."

[Robert G. Ingersoll, "The Gods", 1872]

A mi tribu:

Al *Pollito*, desde el corazón.

A *Papirio y Mamichi (Minusitos)*, desde lejos.

Al *Tomanito*, donde ande.

A la *Nenis*, donde se esconde.

Al *Charrito*, desde siempre.

Agradecimientos.

Aun cuando este trabajo solo lleva una firma, su desarrollo y versión final se deben a muchas personas, algunas incluidas como coautores en artículos o resúmenes, otras anónimas porque son la cotidiana compañía que me animo por medio de sus discusiones o por medio de su presencia. Existe otro grupo de personas que colaboró en diferentes etapas de este trabajo y por supuesto el apoyo económico financiado tanto por una beca de posgrado de excelencia de CONACYT como por un proyecto de investigación del CONACYT (39535-F).

Durante el trabajo de fotointerpretación y técnicas de percepción remota conté la ayuda de Alejandro Hinojosa quien me facilitó enormemente la tarea de conocer las técnicas y la paquetería del mundo de la percepción remota y a quien agradezco sinceramente su buena disposición. El trabajo de análisis de alineaciones de volcanes se realizó gracias al apoyo del Dr. José Luis Brandle de la Universidad Complutense de Madrid en primer lugar y a la buena disposición de los doctores Alvaro Márquez (Universidad Rey Juan Carlos I) y Arda Arkasoy (Middle-East Technical University, Turquía) quienes siempre me dieron a manos llenas, no solo su conocimiento sino su tiempo y su confianza al compartir íntegramente su experiencia en el uso de estas técnicas. A todos ellos, especialmente al Dr. Brandle, mi más sincero agradecimiento. Los fechamientos isotópicos se realizaron gracias al financiamiento e infinita generosidad de la Dra. Amabel Ortega-Rivera del ERNO UNAM y su proyecto de Investigación de CONACYT (clave 33-100-T), así como de la becas NSERC y Discovery asignadas a J.K.W. Lee de la Universidad de Queens en Ontario, Canadá. En la preparación de las muestras para fechamientos participo Gabriel Rendón y algunos de sus estudiantes, quienes lograron terminar la preparación de las muestras pese al escaso tiempo con el que se disponía. A todos los antes mencionados les agradezco su ayuda desinteresada, su buena disposición y el tiempo invertido en el proceso de fechamiento y/o preparación de las muestras. Muchas gracias!. Una mención especial se merece Maria del Carmen Pérez por su eterna disposición para ayudar en todos los trámites de logística, impresión, pruebas, viajes, etc (en tu oficina siempre encontré una sonrisa amable dispuesta a ayudarme, gracias!). No puedo dejar de mencionar a José Mojarro, quien siempre me ayudó con las crisis de software y de hardware, y a todos aquellos que en la cotidianeidad compartida estuvieron siempre pendientes de mis progresos: Pancho Suárez, Enrique Gómez-Treviño y Pratap Shahay.

Muchas discusiones le fueron dando forma a este trabajo. Agradezco especialmente a Luca Ferrari, Arturo Martín y José Manuel Romo, todos miembros de mi comité de tesis, por su colaboración paciente y entusiasta en cada uno de los requisitos que juntos compartimos en este camino. Gracias por compartir su experiencia y su energía en los acuerdos y en los desacuerdos también. Aquí también agradezco a Juan Contreras, quien con múltiples discusiones me animo a entrar en el mundo del modelado numérico, abriendo de manera incondicional la puerta de su oficina, su computadora y su admirable y única mente. Además del apoyo en todos los sentidos por parte de Juan, su paciencia y soporte incondicional fueron factores clave para orientar el desarrollo del trabajo en esta etapa y para delinear proyectos futuros donde vislumbro la aplicación del modelado numérico en el

mejor entendimiento de los procesos físicos de los sistemas volcánicos. (A ti, mi maestro y amigo, una mención especial). Todo mi reconocimiento y más sincero agradecimiento es para Edgardo Cañón, mi director, con quien he tenido el placer de compartir más de 7 años de mi formación de posgrado. Nuestras innumerables discusiones en el campo, en el pizarrón de su oficina y en los congresos y seminarios fueron dando forma a este tema y son en esencia un reflejo de todo el conocimiento que me llevo. (Gracias de corazón, por tu paciente y entusiasta participación en esta aventura mía del doctorado).

Finalmente, en este camino tuve conmigo la constante motivación de mi compañero de vida: sin su presencia y buen humor esta experiencia no hubiera sido ni remotamente la misma. Además de editar todas y cada una de las versiones de este trabajo, fuiste siempre mi público atento y me echaste porras todos los días, desde tu lugar de fan numero uno. Este logro lo comparto contigo, igual que todos los demás, cariño. Por ultimo y no por ello menos, les agradezco a mis padres, los mecenas incondicionales de todos los proyectos de mi vida, aunque lejos siempre iluminan mis días con su amor. Los quiero!.

CONTENIDO

	Página
Resumen español.....	i
Resumen inglés.....	iii
Dedicatorias.....	v
Agradecimientos.....	vi
Lista de Figuras.....	xi
Lista de Tablas.....	xxi
 Capítulo I. Introducción.....	 1
I.1 Introducción	1
I.2 Objetivos	3
I.3 Metodología	5
 Capítulo II. Encuadre Geológico Regional.....	 8
II.1 Distribución espacial y temporal del volcanismo Neógeno en Baja California	8
II.2 Geoquímica del volcanismo Neógeno en Baja California	10
II.2.1 Andesitas Magnésicas	13
II.2.2 Adakitas	18
II.2.3 Basaltos enriquecidos en Neobio.	21
II.3. Patrones de distribución del volcanismo post-subducción	23
II.3.1 Resumen	27
 Capítulo III. Orientación relativa del esfuerzo tectónico regional y el esfuerzo expresado por el volcanismo post-subducción en Baja California...	 30
III.1 Antecedentes	31
III.1.1 Interpretación de alineaciones de centros eruptivos	31
III.1.2 Métodos de detección de alineaciones	32
III.2 El método Brandle-Ancochea de detección de alineaciones	34
III.3.1 Volcanismo en el campo volcánico San Borja	39
III.3.2 Tipos de centros eruptivos	41
III.3.3 Indicadores morfológicos de la edad de un cono cinerítico	43
III.3.4 Calibración del fechamiento morfológico relativo	45
III.3.5 Edad del volcanismo	46
III.3.4 Calibración del fechamiento morfológico relativo	45
III.3.5 Edad del volcanismo	46

CONTENIDO (continuación)

	Página
III.4 Análisis de alineaciones del campo volcánico de San Borja	51
III.4.1 Resultados	52
III.4.2 Cálculo de la dirección de máxima extensión instantánea regional ($S_{l\text{regional}}$) y la dirección de máxima extensión instantánea local ($S_{l\text{local}}$).	54
III.4.3 Resumen de resultados	62
 Capítulo IV. Modelo Numérico: Análisis de primer orden del estado de esfuerzos en la Península de Baja California durante los últimos 12.5 Ma...	 64
IV.1 Geometría del modelo	65
IV.2 Procesos físicos	67
IV.2.1 Estado de Esfuerzos	68
IV.2.1.1 Estado de esfuerzos en el continente	68
IV.2.1.2 Estado de esfuerzos en el manto	69
IV.3 Condiciones de frontera	69
IV.3.1 Acoplamiento manto-corteza	69
IV.3.2 Fuerzas de flotación	69
IV.3.3 Velocidad de placa que subduce	69
IV.3.4 Factor de acoplamiento	70
IV.3.5 Resumen de condiciones de frontera y constantes materiales	71
IV.4 Resultados	74
IV.4.1 Esfuerzos de Coulomb	74
IV.4.2 Experimentación numérica	78
 Capítulo V. Discusiones: Un nuevo modelo para el volcanismo post-subducción en Baja California	 84
V.1 Aspectos generales	84
V.2 Modelos tectónicos propuestos	85
V.2.1 Subducción de la dorsal activa	85
V.2.2 Rompimiento de la placa	88
V.3 Un modelo alternativo para el volcanismo post-subducción en Baja California	102
V.3.1 Marco teórico general	102
V.3.2 Aplicación a Baja California	104
V.3.3 Generación de inhomogeneidades del manto y juxtaposición de fuentes.	109
V.3.4 Evolución termica del sistema volcánico de Baja California.	110
 Capítulo VI. Conclusiones	 115
 Referencias Bibliográficas	 118

CONTENIDO (continuación)

	Página
Referencias Bibliográficas	118

Figura	LISTA DE FIGURAS	Página
1	Escenario tectónico y principales elementos estructurales para la Península de Baja California durante el Mioceno Tardío de acuerdo con Saunders et al. (1987), Dickinson (1997) y Michaud et al. (2006). Las líneas discontinuas muestran la posición aproximada de los segmentos de la dorsal abandonada correspondientes a la anomalía 5A (12.5 Ma) que han sido interpretados como indicadores del final de la subducción de la placa Guadalupe por debajo de Norte-América (Lonsdale, 1995). Las líneas continuas muestran el actual sistema de rift dentro del Golfo de California. También se muestra la localización y distribución de los productos volcánicos post-subducción. Estos incluyen el Campo Geotérmico Cerro Prieto (CP), la provincia volcánica de Puertecitos (PVP), el complejo volcánico Tres Vírgenes (TVC), Cerro Mencenares (M), los campos volcánicos de Jaraguay (J), San Borja (SB), San Ignacio-San José de Gracia (SI), Santa Clara (SC), Santa Rosalía (SR), San Quintín (SQ), y La Purísima (LP). En el lado del Pacífico se encuentra la Isla Santa Margarita (ISM) y en el área del Golfo están Isla Coronado (IC), Isla Tortuga (IT), Isla San Esteban (ISE), e Isla San Luis (ISL).	2
2	Diagrama de flujo general de la metodología seguida para la detección de alineaciones de volcanes de acuerdo con el Método Brandle-Ancochea. Los rectángulos redondeados son procesos y análisis, mientras que los rectángulos muestran el producto final (salida) (Modificada de Arcasoy, 2002).	6
3	(A) Diagrama TAS (Total Álcalis vs. Sílice). Las líneas punteadas definen los campos delimitados por Le Bas et al. (1986). Las líneas que dividen los campos subalcalino y alcalino fueron tomadas de Irving and Barajar (1971) y Mc Donald y Katsura (1964). Los campos de rocas son los siguientes: TB, traqui-basaltos; BTA, traqui-andesita basáltica; B, basalto; BA, andesita basáltica; TA, traqui-andesita; A, andesita; D, dacitas; TD, traqui-dacitas; R, Riolita. B). Grafica de multi-elementos incompatibles normaliza de muestras de rocas volcánicas selectas de los periodos de subducción activa (B), transicional (C), y synrift (D). Los arcnigramas están normalizados de acuerdo al manto primitivo de Sun y McDonough (1989). La caja de texto en la esquina superior derecha muestra los símbolos de las diferentes localidades del volcanismo Neógeno en Baja California. Datos tomados de la compilación de datos geoquímicos (Ver Apéndice 1).	11
4	(A) Diagrama de clasificación K_2O vs. SiO_2 para rocas volcánicas donde se grafican muestras selectas de rocas volcánicas post-subducción de la Península de Baja California. Los campos en la figura están tomados de Pecherillo and Taylor (1976). Los símbolos que marcan los diferentes tipos magmáticos se muestran en la esquina superior de esta figura. (B) Diagrama de discriminación Sr/Y vs. Y para adakitas y lavas de arcos de islas. Los campos en la figura están tomados de Martin (1999). La caja de texto muestra los símbolos relacionados con las diferentes localidades del volcanismo post-subducción en Baja California. Datos tomados de la compilación de datos geoquímicos (Ver Apéndice 1).	14

Figura	LISTA DE FIGURAS (continuación)	Página
5	Diagramas de tierras raras y elementos incompatibles normalizados al manto primitivo para rocas volcánicas post-subducción de la Península de Baja California (muestras selectas). Los factores de normalización para el manto primitivo según Sun y McDonough (1989) Las cajas de texto interiores muestran los símbolos relacionados con las diferentes localidades del volcanismo post-subducción. Datos tomados de la compilación de datos geoquímicos (Ver Apéndice 1)	16
6	Grafica de Edad vs. Latitud para muestras seleccionadas de volcanismo “syn-subducción (rango de edad de 23 a 12.5 Ma) (A), la línea muestra el probable fin de la subducción en la parte Norte de la Península, el volcanismo del periodo de transición (rango de edad de 12.5 a 6 Ma) (B), y el volcanismo “syn-rift” (rango de edad de 6 Ma al presente) para Baja California (C). Estos cronodiagramas muestran las diversas series magmáticas que componen el volcanismo Neógeno ordenadas por localización geográfica de Norte a Sur (abreviaciones como en la figura 1). Las flechas rojas en (A) señalan los pulsos de volcanismo no calcialcalino emplazado durante el periodo “syn-subducción”. La caja de texto muestra la afinidad geoquímica de los diferentes tipos magmáticos. Las abreviaciones para estos últimos son las siguientes: AD : adakitas, HMA : andesitas magnésicas, NEB/HNB , basaltos enriquecidos en Neobio y basaltos altos en Neobio, THOL : Toleitas y CA : calcialcalinas. Los datos están tomados de la compilación de datos geoquímicos, específicamente de los siguientes trabajos: Herzig (1990), Martín-Barajas et al. (1995), Luhr et al. (1995), Calmus et al. (2003), Saunders et al. (1987), Aguillón-Robles et al. (2001), Benoit et al. (2002), Rojas-Beltrán (1999), Bonini and Baldwin (1998), Bigioggero et al. (1995), Batiza (1978), Paz-Moreno and Demant (1999), Desonie (1992), Capra et al. (1998), Conly et al. (2005).	24
7	Elementos tectónicos y estructurales del Océano Pacifico y la margen Oeste de Baja California (modificado de Michaud et al., 2006) y diagramas que muestran la localización y afinidad geoquímica del volcanismo post-subducción para múltiples intervalos de tiempo. Las fuentes magmáticas se muestran de manera esquemática y sus contribuciones se despliegan en la caja de texto en conjunto con los símbolos que representan los diferentes tipos magmáticos. Las abreviaciones para los rasgos tectónicos son las siguientes: PAC : Placa Pacifico; NAM : Placa de Norte-América; MAG : Placa Magdalena; GUA : Placa Guadalupe.	29

Figura	LISTA DE FIGURAS (continuación)	Página
8	La relación angular entre la orientación de un cinturón volcánico y la configuración de los esfuerzos tectónicos principales. A y B son situaciones ideales bajo campos de esfuerzos “tectónicos” extensionales y compresivos. Un par de flechas en negritas indican la dirección del esfuerzo de mínima compresión horizontal (σ_3) (esfuerzo tensional) (A) y del esfuerzo de máxima compresión (σ_1) (esfuerzo compresivo) (B) ejercido sobre el frente de volcanes. La nomenclatura es la siguiente: 1: Fallas normales, 2: fisuras de una erupción regional de fisura, 3: Fallas de desplazamiento lateral, 4: volcanes, el cráter esta marcado como un punto y las zonas de erupciones laterales (flank eruptions) esta marcada por el área achurada. (Modificado de Nakamura, 1977).	31
9	Diagrama de flujo general del método “Brandle-Ancochea” de detección de alineaciones.	34
10	Plantilla rectangular de barrido utilizada para la cobertura total de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja. Los puntos rojos muestran la localización de los centros eruptivos y se muestran también la longitud de los lados de la plantilla rectangular georeferenciada.	35
11	(A) Si d_1 , d_2 y $d_3 < \text{Ancho de banda}$, estos puntos son incluidos en el Alineamiento (Modificada de Arcasoy et al., 2004).	36
12	Plantilla rectangular de barrido georeferenciada. Las líneas trazadas secuencialmente e iterativamente a lo largo de las direcciones X e Y, desde cada nodo (x_i , y_i) con incrementos sucesivos en la pendiente hasta completar un arco de 180 grados dividiendo la zona en bandas.	37
13	Alineaciones duplicadas debido a que diferentes bandas (S1-S4) comparten los mismos puntos. La alineación detectada no será considerada como final sino hasta pasar por el filtro o prueba de redundancia (Modificada de Arcasoy et al., 2004).	38
14	Mapa de la distribución espacial de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja. La mayor densidad de centros eruptivos se localiza en el Norte del campo aunque la cobertura de edificios volcánicos es relativamente continua en la zona central y sur del campo.	39

Figura	LISTA DE FIGURAS (continuación)	Página
15	Mapa de localización del campo volcánico de San Borja. Las líneas continuas representan los contactos de las rocas volcánicas en esta zona.	40
16	Cono Cinerítico localizado al Norte del campo volcánico de San Borja ($28^{\circ}10'0''\text{N}$; $113^{\circ}33'15''\text{W}$). Esta fotografía muestra los horizontes de lava y los diques alimentadores de un cuello volcánico, posibles remanentes de un cono cinerítico.	41
17	(A) Mesa “El Elefante” coronada por un centro eruptivo al sur del campo volcánico de San Borja ($28^{\circ}10'0''\text{N}$; $113^{\circ}33'15''\text{W}$). Los flujos asociados a este centro son claramente visibles. El acercamiento muestra el espesor de este horizonte de lava $\approx 5\text{m}$. (B) Vista panorámica desde la Mesa “El Elefante”. Esta fotografía muestra las mesas volcánicas vecinas de “Las Mulas” y “Las Tinajas” coronadas por flujos de lava y sin centro eruptivo asociado visible.	42
18	Nomenclatura de los parámetros morfológicos medidos; (A) cono cinerítico idealizado donde se muestra la elongación del diámetro basal W_{co1} : eje largo de la elipse; W_{co2} : eje corto de la elipse; H : altura del cono (Modificada de Arkasoy et al., 2004). (B) Diagrama esquemático de un cono erosionado donde se muestran algunos parámetros secundarios medidos: W_{cr} : diámetro del cráter; θ_{ave} : Pendiente promedio (Modificada de Hasenaka y Carmichael (1985).	43
19	Imagen Landsat donde se muestra la distribución espacial de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja. Las estrellas muestran la localización de los sitios de muestreo con fines geocronológicos realizados por: Saunders et al. (1987), Pallares et al. (2007) y este trabajo. Los fechamientos realizados al sur del campo en este trabajo constituyen la única fuente de información disponible. El resto de los fechamientos realizados por otros autores estaban concentrados en la periferia de la zona Norte de este campo.	46
20	Cronograma de la actividad volcánica en el campo volcánico de San Borja durante los últimos 12.5 Ma. Las barras muestran los intervalos donde la actividad pudo ser mas continua y los diferentes colores señalan la proveniencia de los datos utilizados para crear esta gráfica. Las líneas punteadas marcan las dos transiciones tectónicas mas importantes en este periodo: el final de la subducción y el inicio del rift y apertura del Golfo de California.	49

Figura	LISTA DE FIGURAS (continuación)	Página
21	Gráfica de Edad versus cociente de los parámetros morfológicos altura/diámetro basal (H/W_{co}) para las muestras del campo volcánico de San Borja analizadas para este trabajo. La línea sólida en rojo representa el mejor ajuste por mínimos cuadrados a la serie de datos y las líneas punteadas marcan los límites de los grupos formados. Cada edad ha sido representada con su barra de error correspondiente.	50
22	Imagen Landsat donde se muestra la distribución espacial de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja, clasificados a partir del fechamiento morfológico calibrado con edades absolutas. Las estrellas muestran la clasificación en 3 grupos: grupo 1 (Rojo) $T < 4.5$ Ma; grupo 2 (Naranja) $8.5 < T < 4.5$ Ma; grupo 3 (Amarillo) $T > 8.5$ Ma.	52
23	Imagen Landsat TM donde se muestra la posición de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja pertenecientes al grupo 3 ($T > 8.5$ Ma). Las líneas sólidas en amarillo muestran las más de 29 alineaciones encontradas. Las líneas en rosa muestran las fracturas regionales digitalizadas a partir de la cartografía de Gastil et al. (1975). El diagrama de rosa muestra las direcciones de las alineaciones volcánicas. Se observa una familia de alineaciones bien definida NW-SE $\approx 135^\circ$ Azimut.	55
24	Imagen Landsat TM donde se muestra la posición de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja pertenecientes al grupo 2 ($4.5 > T < 8.5$ Ma). Las líneas sólidas en naranja muestran las más de 37 alineaciones encontradas. Las líneas en rosa muestran las fracturas regionales digitalizadas a partir de la cartografía de Gastil et al. (1975). El diagrama de rosa muestra las direcciones de las alineaciones volcánicas. Se observa una familia de alineaciones bien definida NW-SE $\approx 150^\circ$ Azimut.	56
25	Esta figura muestra el cálculo de la orientación del eje de máxima extensión instantánea para la península de Baja California durante los últimos 8 Ma ($S_{I_regional}$). (Teyssier et al., 1995; Atwater y Stock (1998). $S_{I_regional}$ debe bisecar el ángulo que forman el vector de movimiento Pacífico - Norte-América y el vector normal a la frontera entre dichas placas. La dirección de $S_{I_regional}$ es de $\approx 288^\circ$.	58
26	Este diagrama de flujo muestra los pasos a seguir para la determinación de la dirección del eje de máxima extensión instantánea para el campo volcánico de San Borja (S_{I_local}) y su posterior comparación con la dirección calculada del eje de máxima extensión instantánea para la península de Baja California durante los últimos 8 Ma ($S_{I_regional}$).	59

Figura	LISTA DE FIGURAS (continuación)	Página
27	Comparación entre las direcciones de las alineaciones de volcanes encontradas para los grupos de edad 2 y 3. Los diagramas de rosa muestran familias bien definidas para ambos casos orientadas NW-SE con alineaciones promedio de $\approx 135^\circ \pm 5^\circ$ y $\approx 150^\circ \pm 5^\circ$ para los grupos 3 y 2 respectivamente.	60
28	Cálculo de la dirección del esfuerzo de mínima compresión horizontal σ_3 a partir de las direcciones de las alineaciones de volcanes encontradas para los grupos de edad 2 y 3 (σ_3 es perpendicular a la dirección de la alineación preferencial). σ_3 tiene una dirección de $\approx 225^\circ$ y $\approx 240^\circ$ para los grupos 3 y 2 respectivamente.	61
29	Comparación entre las direcciones de los ejes de máxima extensión instantánea local y regional ($S_{1_regional}$) vs. (S_{1_local}). Para el grupo 3 la diferencia angular entre estas direcciones es de $\approx 48^\circ \pm 5^\circ$.	61
30	Comparación entre las direcciones de los ejes de máxima extensión instantánea local y regional ($S_{1_regional}$) vs. (S_{1_local}). Para el grupo 2 la diferencia angular entre estas direcciones es de $\approx 63^\circ \pm 5^\circ$.	62
31	Esquema del modelo cortical en dos dimensiones. La placa Pacífico se encuentra en convección forzada. La placa de Norte-América se considera como una placa elástica ideal que sobreyace un fluido Newtoniano incompresible que aproxima la reología del manto.	65
32	El recuadro muestra la sección transversal de la Península de Baja California que fue considerada para el modelado numérico. Esta sección rectangular abarca desde los límites de la trinchera (≈ 20 Km. al oeste de Punta Vizcaíno) hasta la costa de Sonora (≈ 320 Km. al este del mismo punto). El mapa geológico regional está tomado de Romo (2002).	66
33	Esta figura muestra la geometría simplificada utilizada para el modelado numérico. Esta configuración simplificada utiliza líneas rectas como representación de las placas y muestra los parámetros físicos (i.e., distancias y ángulo de subducción, entre otros) del modelo considerados en este trabajo.	67
34	Para obtener el estado de esfuerzos de la placa elástica, alimentamos el modelo con las diferentes condiciones de frontera que prevalecieron durante las diversas etapas de la evolución tectónica de la Península durante los últimos 12.5 Ma, es decir: A; subducción activa ($T > 12.5$ Ma), B; final de la subducción ($12.5 < T < 6.5$ Ma) y C; extensión y apertura del Golfo de California ($T < 6.5$ Ma)	72

Figura	LISTA DE FIGURAS (continuación)	Página
35	Cambios en los esfuerzos de Coulomb asociados con el terremoto del 15 de Marzo de 1979 en Homestead Valley (Tomada de King et al., 1994). La falla esta representada por una línea blanca y los lóbulos son la representación grafica de los cambios en los esfuerzos de Coulomb. Los cambios en los esfuerzos están representados con una gradación de colores: el verde representa un cambio nulo, el rojo un aumento en la magnitud de los esfuerzos (zona inestable) y el morado una caída de la magnitud de los esfuerzos (zona estable).	76
36	Diagramas de Mohr-Coulomb donde se representan gráficamente los tres estados de esfuerzos correspondientes a un estado original dado (círculos negros), un estado de esfuerzos donde existe un aumento en los esfuerzos de Coulomb (círculos azules) y un tercer estado de esfuerzos donde existe una caída en las magnitudes de los esfuerzos de Coulomb. Se representan los siguientes cuatro escenarios: A) Caso 1: Hay cambios en σ_s y cambios en las magnitudes relativas de los esfuerzos principales; B) Caso 2: No hay cambios en σ_s pero si cambian las magnitudes relativas de los esfuerzos principales; C) Caso 3: Un aumento en las magnitudes de los esfuerzos de Coulomb resulta de un aumento de σ_1 y un aumento de σ_s , por el contrario una disminución de los esfuerzos de Coulomb se deriva de la caída de σ_1 y de σ_s ; D) Caso 4: Un aumento en las magnitudes de los esfuerzos de Coulomb resulta de una caída de σ_3 y un aumento de σ_s , por el contrario un aumento de los esfuerzos de Coulomb se deriva del aumento de σ_3 y la disminución de σ_s . Las abreviaciones son como sigue: σ_s : Esfuerzo diferencial; σ_N : Esfuerzo normal; S_0 Limite de cadencia de las rocas (yield strength).	77
37	La gradación de colores en la placa superior muestra los cambios en las magnitudes de los esfuerzos de Coulomb mientras que la gradación de colores y las flechas debajo de ella representan el campo de velocidades del manto en convección forzada en la zona de Benioff. Resultados de la experimentación numérica indican que durante el periodo de subducción activa existe una concentración de esfuerzos tensionales (Esfuerzos de Coulomb positivos) en la parte superior de la placa coincidiendo con la localización del arco volcánico de Comondú.	81
38	Resultados de la experimentación numérica para el periodo correspondiente al final de la subducción. Ahora toda la placa superior se encuentra en tensión lo que pudo reactivar viejas fracturas o bien fomentar la formación de nuevas permitiendo la continuidad de la actividad volcánica durante el Mioceno tardío. Esta solución del modelo es consistente con el registro geológico que observa diversos pulsos de actividad en los campos volcánicos de Jaraguay, San Borja, La Purísima, Santa Clara y Santa Rosalía principalmente.	82

Figura	LISTA DE FIGURAS (continuación)	Página
39	La apertura del golfo conlleva a un cambio en la geometría de la placa elástica (i.e., adelgazamiento de la corteza en la zona del Golfo de California). Los resultados de la experimentación numérica muestran que los esfuerzos tensionales se incrementan en un orden de magnitud en la base de la placa, de manera que la “zona inestable” incorpora prácticamente toda la extensión de la Península. Estos resultados son compatibles con el registro geológico que indica un aumento en la actividad volcánica en la margen este de la Península y la continuidad de la actividad en algunos campos volcánicos monogenéticos	83
40	Caricatura que muestra las diferentes etapas de la subducción de una dorsal activa en un escenario tectónico de subducción. Ver texto para más detalles de la progresión que se muestra. El flujo de calor hacia la placa superior y la litosfera oceánica subducida es representado esquemáticamente por flechas mientras que las zonas de fusión parcial se representan como paquetes de cruces.	87
41	Localización de las placas Guadalupe y Magdalena, dos remanentes de la placa Farallón. Segmentos extintos de la dorsal están representados por líneas dobles. Modificada de Michaud et al. (2006).	89
42	Caricatura que muestra los procesos asociados al rompimiento de la placa de acuerdo con Davies and Von Blanckenburg (1995) y a la re-equilibración térmica de la placa “atorada” de acuerdo con Van Wijk et al. (2001) y Ten Brink et al. (1999). Símbolos como en la figura 45. Ver el texto para los detalles de la progresión mostrada.	92
43	Posición de la ventana astenosférica (con las líneas sólidas en color rojo) en la latitud de California central a ca. 15 Ma de acuerdo con Dickinson (1997). Los cuadros muestran la posición de los campos volcánicos emplazados durante el Oligoceno-tardío y Mioceno temprano, los triángulos muestran a los campos volcánicos emplazados durante el Mioceno-medio.	94
44	(A) Relaciones entre la ruptura de la placa en Baja California y la ventana astenosférica de California a los 14.5 Ma de acuerdo con Pallares et al. (2007). Las posiciones relativas de la Península y de Norte-América así como los principales elementos estructurales están tomados de la reconstrucción de la margen oeste para los 12.5 Ma realizada por Wilson et al. (2005). Modelo esquemático propuesto del rompimiento/desgarramiento de la placa previo a la colisión de la dorsal con la trinchera de acuerdo con Pallares et al. (2007). (B) Esta figura representa el estadio del final de la subducción: entre los 13 y 7 Ma se desarrolla por debajo de la Península un desgarramiento de la placa que evoluciona a una ventana astenosférica dando lugar al volcanismo post-subducción. La trinchera se abandona y el sistema dextral de fallas de desplazamiento lateral Tosco-Abreojos se propaga al sur. El rompimiento de la placa se presenta en su primera etapa de desarrollo, donde la erosión térmica	94 y 95

Figura	LISTA DE FIGURAS (continuación)	Página
44 (Cont.)	(zonas oscuras) empieza a reducir el espesor de la litosfera. Esquema de una sección transversal a lo largo del transecto CC' (en B) a ca. 29N donde se muestran los efectos de la erosión termica debida al ascenso de material del manto astenosférico a través de la ventana astenosférica.	94 y 95
45	Diagrama esquemático donde se muestra la evolución del volcanismo de arco a volcanismo de rift de la Cuenca de Santa Rosalía de 24 a 7.7 Ma según Conly et al. (2005). Estos autores señalan a un flujo de esquina del manto o bien la delaminación de la litosfera como posibles causas del doble rompimiento de la placa Farallón por debajo de la Península. Conly y colaboradores proponen que estas ventanas son consecuencia de la evolución de la ventana astenosférica originada en California central. Los letreros muestran la posición de las adakitas de Santa Rosalía y de Santa Clara. La flecha marca la dirección de movimiento del extremo roto de la placa subducida. (Modificada de Conly et al. (2005). Abreviaciones: SCVF: Campo volcánico Santa Clara; SRD Dacitas de Santa Rosalía; BTB: Basalto Boleo; CSL: Cerro San Lucas; SRB: Cuenca Santa Rosalía.	97
46	Diagrama esquemático del proceso de rompimiento de la placa Farallón por debajo de la Península de Baja California entre los 11 y 7 Ma según Benoit et al. (2002). El rompimiento se produce cerca de la trinchera en la zona del campo volcánico de Santa Clara. La erosión termica de la placa debida al influjo del material del manto astenosférico genera la fusión de las orillas de la placa en los límites de la ventana astenosférica. Las adakitas y NEB se generan a partir de la fusión de la placa, las Toleítas y andesitas magnésicas son el producto de la interacción de mezclas adakíticas con la cuña del manto previamente metasomatizado. Tomada de Benoit et al. (2002).	99
47	Interpretación del modelo geoelectrico del transecto magneto telúrico realizado en Baja California a la altura de la latitud 28°N por Romo (2002). En esta imagen de la distribución de la conductividad en la litosfera, se indican con línea blanca continua el techo de la corteza oceánica subducida, la base se dibuja con línea discontinua para indicar mayor incertidumbre, y las zonas de sutura en la corteza continental se indican con rasgos quebrados punteados. Las anomalías de conductividad encontradas en la corteza peninsular sugieren la presencia de relictos de una placa oceánica subducida cuya subducción cesa hace 12.5 Ma. (Modificada de Romo, 2002).	100

Figura	LISTA DE FIGURAS (continuación)	Página
48	Componente vertical de la velocidad para el modelo numérico del rompimiento de la placa de Andrews y Bilen (2008). La progresión mostrada para los diferentes intervalos de tiempo es como sigue: A) subducción activa, B) rápido estrangulamiento de la placa/ deformación localizada y velocidades mas someras cercanas a la trinchera, C) Periodo transitorio de ascenso del manto astenosférico hacia la cuna del manto (< 1 Ma), D) hundimiento de la placa rota y arrastre del material del manto astenosférico hacia el manto inferior. (Tomada de Andrews y Bilen, (2008).	101
49	Perturbaciones en la velocidad de la onda S a lo largo de la inclinada zona de baja velocidad en la cuña del manto al NE de Japón. (Izq.-abajo) volumen de la fracción de material fundido en peridotitas en función de altas presiones y temperaturas de acuerdo con Sato y Ryan (1994). (Der.) Secciones transversales verticales tomadas a través del arco Japonés (mapa de la esquina inferior derecha). En estas secciones se muestra la perturbación en la velocidad de onda P. Los triángulos rojos muestran la localización de volcanes activos mientras que los puntos blancos y círculos rojos muestran microsismos someros y microsismos de baja frecuencia respectivamente. Las zonas rojas y azules representan altas y bajas atenuaciones respectivamente de acuerdo con la escala que se muestra en el limite inferior de la figura. (Modificada de Zhao, 2004).	105
50	Esquema que muestra las diferentes etapas del modelo revisado presentado en este trabajo en el contexto de Sistemas volcánicos. La estructura termica (geotermas) se representa con líneas punteadas que siguen el modelo de elementos finitos de Davies y Stevenson (1992). Otros símbolos como en la figura 46. Ver texto para la explicación detallada de cada etapa.	107
51	Desarrollo de plumas puras y mixtas debidas a la hidratación de la cuña del manto por fluidos liberados de la placa subducida de acuerdo con Gerya et al. (2006). En esta figura se muestran los resultados de la experimentación numérica de alta resolución realizado por estos autores. Las corrugaciones a lo largo del eje de hidratación refleja la dinámica de la deshidratación de la placa subducida. En los acercamientos se muestran algunas estructuras litológicas de las plumas puras y mixtas. (Modificada de Gerya et al., 2006).	110
52	Diagrama tridimensional donde se muestra la localización y afinidad geoquímica del volcanismo post-subducción para un tiempo $8 < T < 6$ Ma. La representación esquemática de las diferentes y sus contribuciones se muestran en la esquina inferior izquierda junto con los símbolos que representan a los diferentes tipos magmáticos . (Derecha) Las líneas punteadas muestran el rango de distancia (ca. ≈ 20 km.) que separa dos plumas juxtapuestas según los resultados de la experimentación numérica del modelo de Gerya et al. (2006).	111

Figura	LISTA DE FIGURAS (continuación)	Página
53	(Izq.) Modelos de perturbación de la velocidad relativa de la onda S para una profundidad de 100 Km. de acuerdo con Godey et al. (2004). Las zonas de baja velocidad se representan con los colores calidos mientras que las perturbaciones positivas se representan con colores fríos de acuerdo con la escala presentada.	113
54	(Der.) sección transversal del mismo modelo de velocidad de la onda S utilizado para la figura 57. La localización del segmento donde fue tomada la sección transversal se muestra en el mapa (arriba-derecha). Modificadas de Godey et al. (2004).	113
55	Mapas de las anomalías de temperaturas promedio obtenidas por Godey et al. (2004) a partir de la inversión de dos modelos diferentes de la velocidad de la onda S (izq.) Original de Godey y (der.) modelo NA00 para 110 Km. de profundidad en la margen oeste de Norte-América. (Modificada de Godey et al., 2004).	114

Tabla	LISTA DE TABLAS	Página
I	Softwares para PC, utilizados en este trabajo	7
II	Variación de algunos aspectos de la firma química de las andesitas magnéticas de Baja California, México	18
III	Características principales de las rocas adakíticas	19
IV	Compilación de estudios aplicados a la detección de alineaciones de volcanes	33
V	Compilación de fechamientos isotópicos de las rocas volcánicas del campo volcánico de San Borja	48
VI	Clasificación de Centros Eruptivos por grupos de edades.	51
VII	Constantes materiales y valores de condiciones de frontera utilizadas en el modelo numérico de elemento finito en 2D.	73

Introducción y Planteamiento General

I.1 Introducción

La actividad volcánica en la península de Baja California ha ocurrido desde el Mioceno temprano (≈ 23 Ma). Hasta antes de los 12.5 Ma la actividad volcánica en la península fue continua y se encontró asociada principalmente a procesos “normales” de subducción en una margen continental. Sin embargo, después de los 12.5 Ma durante el periodo de transición de una margen convergente a una frontera primero transforme y después divergente (Mammerickx y Klitgord, 1982; Spencer y Normak, 1989; Lonsdale, 1991), el estilo y composición del volcanismo en la península cambiaron de manera significativa. La distribución del volcanismo pre-12.5 Ma en la forma de un arco semi-continuo de composición predominantemente calcialcalina, sugiere que éstas rocas representan el arco continental activo en Sonora durante el Oligoceno-tardío y en Baja California en el Mioceno-temprano (Hausback, 1984; Sawlan y Smith, 1984). En contraste, el volcanismo post-12.5 Ma (referido a partir de aquí como volcanismo post-subducción) está representado mayormente por campos volcánicos monogenéticos además de algunos volcanes compuestos y mesetas de ignimbritas esparcidos a lo largo de la Península de Baja California (Figura 1). Durante el Mioceno temprano, el todavía dominante volcanismo de arco caracterizado por andesitas basálticas calcialcalinas, andesitas y algunas dacitas e ignimbritas ácidas, fue remplazado progresivamente por otras series magmáticas con afinidades geoquímicas calcialcalinas, toleíticas y alcalinas (Sawlan y Smith, 1984; Saunders et al., 1987; Sawlan, 1991) además de incluir una gran variedad de afinidades “anómalas” tales como las andesitas magnésicas, adakitas y basaltos enriquecidos en Nb (NEB) (Aguillón-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003).

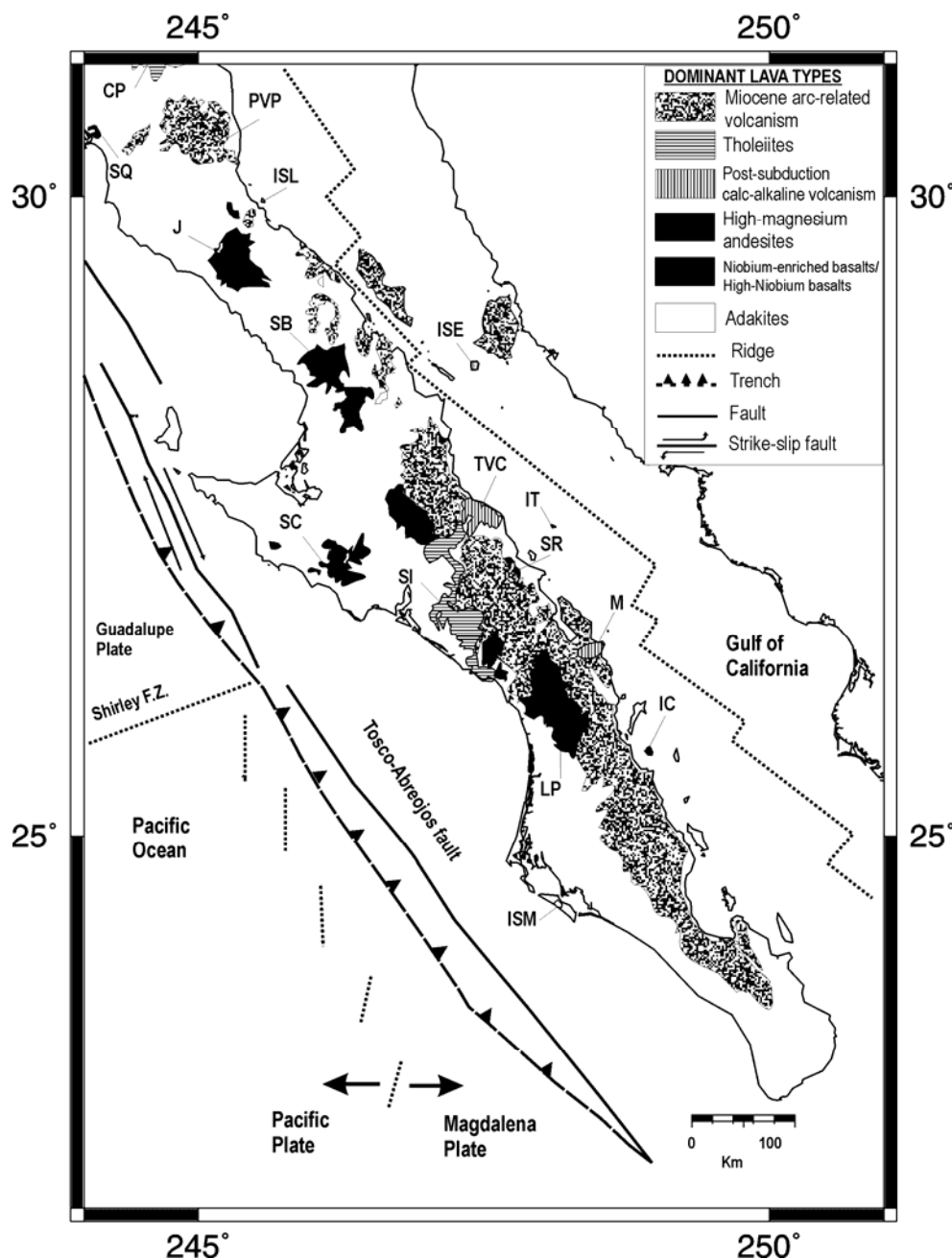


Figura 1. Escenario tectónico y principales elementos estructurales para la Península de Baja California durante el Mioceno Tardío de acuerdo con Saunders et al. (1987), Dickinson (1997) y Michaud et al. (2006). Las líneas discontinuas muestran la posición aproximada de los segmentos de la dorsal abandonada correspondientes a la anomalía 5A (12.5 Ma) que han sido interpretados como indicadores del final de la subducción de la placa Guadalupe por debajo de Norte-América (Lonsdale, 1995). Las líneas continuas muestran el actual sistema de rift dentro del Golfo de California. También se muestra la localización y distribución de los productos volcánicos post-subducción. Estos incluyen el volcán Cerro Prieto (CP), la provincia volcánica de Puertecitos (PVP), el complejo volcánico Tres Vírgenes (TVC), Cerro Mencionares (M), los campos volcánicos de Jaraguay (J), San Borja (SB), San Ignacio-San José de Gracia (SI), Santa Clara (SC), Santa Rosalía (SR), San Quintín (SQ), y La Purísima (LP). En el lado del Pacífico se encuentra la Isla Santa Margarita (ISM) y en el área del Golfo están Isla Coronado (IC), Isla Tortuga (IT), Isla San Esteban (ISE), e Isla San Luis (ISL).

Este cambio en la actividad volcánica ha sido ampliamente documentado en trabajos regionales relativamente recientes (Hausback, 1984; Sawlan y Smith, 1984; Rogers et al., 1985; Saunders et al., 1987). De hecho, se han realizado varios intentos para explicar el origen y la diversidad composicional del volcanismo post-subducción sin que se haya podido alcanzar un consenso hasta este momento. Entre los modelos propuestos se encuentran: la subducción de la dorsal (Aguillón-Robles et al., 2001), el rompimiento de la placa subducida y la re-equilibración térmica de la placa (Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003; Ferrari, 2004; Pallares et al., 2007). En todos los casos, las aplicaciones de los diferentes modelos han tenido un carácter local y han sido propuestos para explicar solo algunas de las series magmáticas que conforman el volcanismo post-subducción, pero no abordan el problema desde una perspectiva regional. Más aun, la mayoría de los modelos propuestos hasta el momento no relacionan la diversidad geoquímica con la distribución espacial y temporal del volcanismo post-subducción en Baja California. De hecho, la dificultad que encuentran estos modelos simples radica en que hay una falta de congruencia general entre sus predicciones teóricas y las observaciones geológicas y geofísicas. Por tal motivo, algunos autores (i.e., Pallares et al., 2007; Conly et al., 2005) han propuesto modelos híbridos en donde la ventana astenosférica que se desarrolla debajo de la península es consecuencia del desgarramiento de la placa, la doble ruptura de la misma o la evolución de una ventana astenosférica original que migra desde el norte de California (Dickinson, 1997). Sin embargo, a pesar de éstos esfuerzos, la diversidad geoquímica del volcanismo post-subducción sigue representando un problema no resuelto en la historia geológica de Baja California. Por tal motivo es importante abordar este problema desde puntos de vista alternativos.

I.2 Objetivos

El objetivo central de esta tesis es realizar un análisis crítico de los modelos propuestos para explicar el volcanismo post-subducción con el fin de primeramente discutir las predicciones de los diversos modelos y compararlas con el registro geológico. Posteriormente, abordamos el problema de la diversidad composicional del volcanismo Neógeno en Baja California desde una perspectiva más regional que la de los trabajos

previos, y en la que se toma en cuenta el espectro completo de tipos de rocas volcánicas eruptadas durante este tiempo, para finalmente sugerir un modelo alternativo del origen del volcanismo post-subducción, basado en observaciones geológicas y geofísicas en el contexto del modelo de “Sistemas Volcánicos” (Cañón-Tapia y Walker, 2004).

Los objetivos fijados para esta tesis son los siguientes:

I.2.1 Estudio de las relaciones espacio-temporales entre esfuerzos tectónicos (campo de esfuerzos) y la actividad volcánica, en la región central de Baja California.

I.2.1.1 Estimación de la **orientación de los esfuerzos tectónicos corticales** y su relación con la distribución espacial de centros eruptivos en un campo volcánico post-subducción.

I.2.1.2 Estimación del **cambio en las magnitudes de los esfuerzos tectónicos corticales** en el control del volcanismo post-subducción.

I.2.2 Integración del volcanismo del campo volcánico San Borja en un esquema general sobre el origen del volcanismo post-subducción en la península de Baja California

En particular se realizaron las siguientes actividades puntuales:

- Se estudiaron las relaciones espacio-temporales y composicionales del volcanismo post-subducción a través de la compilación de análisis geoquímicos publicados, creando así una amplia base de datos que integra los patrones espaciales (localización), temporales (fechamientos absolutos) y composicionales (afinidades geoquímicas) del volcanismo post-subducción. De manera similar, este trabajo integra los datos de fechamientos absolutos publicados en diversos trabajos y agrega a esta base de datos 9 fechamientos originales de rocas volcánicas del campo volcánico San Borja. A partir de esta base de datos, se realizó un estudio detallado

de estas relaciones a partir de figuras y diagramas que concentran estas tres variables.

- Se caracterizó morfológicamente a los centros eruptivos del campo volcánico San Borja mediante la elaboración de un catálogo de edificios volcánicos y un Sistema de Información Geográfica utilizando imágenes de satélite y mapas topográficos. Así mismo se calcularon los parámetros geomorfológicos utilizando modelos de elevación y mapas topográficos.
- Se determinó la orientación de los esfuerzos tectónicos principales y el eje de máxima extensión instantánea de la región del campo volcánico San Borja, usando las direcciones preferenciales de los centros eruptivos de este campo.
- Se modeló el cambio en el estado de esfuerzos en la península de Baja California durante los últimos 12.5 Ma a partir de un modelo cortical de elemento finito en dos dimensiones. A partir de este modelado numérico, se estudiaron las relaciones estado de esfuerzos-volcanismo integrando los resultados de los dos puntos anteriores.
- Finalmente se integró un modelo alternativo para el volcanismo post-subducción en Baja California. La revisión detallada de los modelos propuestos y el análisis de las relaciones espacio-temporales y composicionales del volcanismo post-subducción son integrados en un modelo que explica el origen de este volcanismo dentro del marco conceptual de los sistemas volcánicos.

I.3 Metodología

Con el fin de realizar un estudio regional y multidisciplinario como el que se ha planteado en esta tesis, ha sido necesario utilizar métodos muy diversos. El trabajo de gabinete incluyó revisiones bibliográficas, compilación, preparación y análisis de los datos para la creación e interpretación de las diversas bases de datos que se desprenden de este

trabajo. Además, teniendo en cuenta la gran extensión de la zona estudiada se plantea el uso de imágenes de satélite, modelos de elevación digital y mapas topográficos, como herramientas fundamentales.

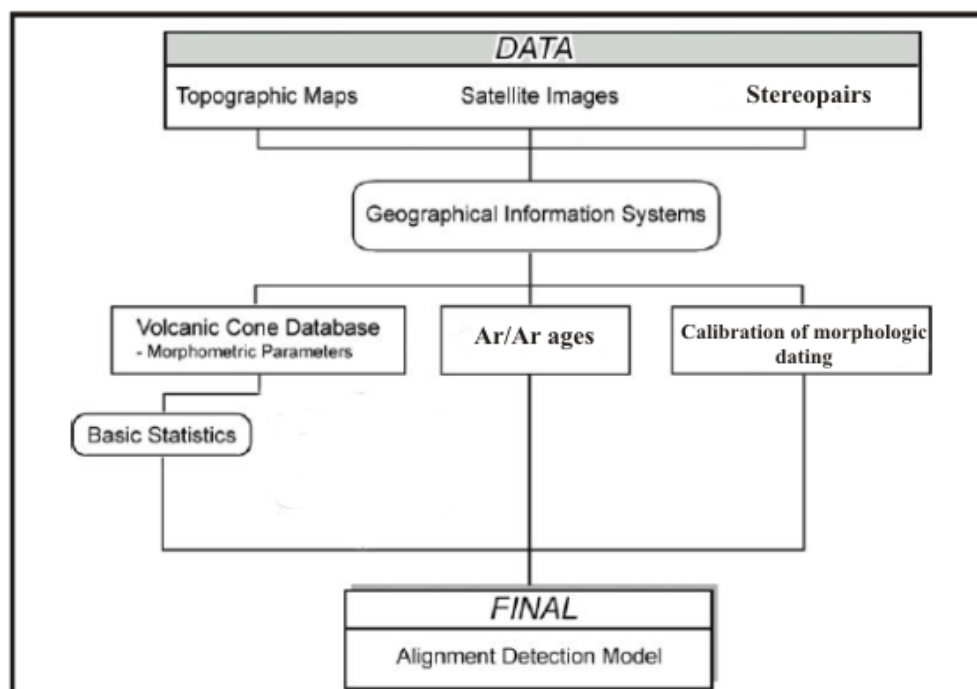


Figura 2. Diagrama de flujo general de la metodología seguida para la detección de alineaciones de volcanes de acuerdo con el método Brandle-Ancochea. Los rectángulos redondeados son procesos y análisis, mientras que los rectángulos muestran el producto final (salida) (Modificada de Arcasoy, 2002).

Por otro lado, la necesidad de obtener una visión conjunta con las mismas características de observación e información sobre los rasgos principales de amplias zonas (i.e., campos volcánicos completos), nos llevó a utilizar Sistemas de Información Geográfica. De hecho, otras técnicas utilizadas en este trabajo se apoyan enormemente en las ventajas de visualización de estos sistemas, particularmente el análisis de alineaciones. La figura 2 ilustra un diagrama de flujo general del proceso de análisis de alineaciones seguido en este trabajo y basado en el algoritmo propuesto por Brandle y Ancochea (1994). Finalmente, el modelado numérico involucró el uso de diversos softwares para PC incluyendo freeFEM++, OpendDx, y lenguaje freeFEM++ en diversas etapas de esta sección de la

tesis. El programa fuente está escrito en una sintaxis inspirada en C++ (freeFEM++) y su algoritmo se anexa en la sección de apéndices. La tabla I muestra una lista de los programas usados en este trabajo.

Tabla I. Softwares para PC, utilizados en este trabajo

NOMBRE DEL PROGRAMA	TIPO DE PROGRAMA	PROPOSITO
Er Mapper. V. 6.1	Procesado de imágenes, cartografía digital y modelos de elevación digitales	Imágenes de alta resolución, generación de estéreo pares sintéticos, edición en datos raster y vectoriales. Análisis y manipulación de imágenes.
GIS ARC-VIEW V. 3.2	Manejo de bases de datos geoespaciales integrados a un Sistema de Información Geográfica.	Visualización y manipulación de diversos campos de información en un Sistema de Información Geográfica
Surfer 6	Mapeo y contorneado de superficies	Visualización rápida de contornos
OpenDx	Impresión profesional y visualización de gráficos de alta resolución	Visualización, edición y mejora de figuras finales.
Free FEM++	Programación	Creación de programas en freeFEM++ para modelado de elemento finito en 2D.

Encuadre Geológico Regional

Para poder entender el origen del volcanismo post-subducción en Baja California es importante estudiar no solo las características geoquímicas de este volcanismo sino también su relación con los patrones espaciales y temporales. En este capítulo abordamos la diversidad composicional y la evolución espacio-temporal del volcanismo Neógeno en Baja California desde una perspectiva regional en donde consideramos el espectro completo de tipos de rocas volcánicas eruptadas durante este tiempo. Con este objetivo, hemos compilado una base de datos geoquímicos y de edades isotópicas del volcanismo post-subducción. Esta compilación integra los datos geoquímicos del volcanismo post-subducción en Baja California publicados en diversos trabajos. Aún y cuando en este capítulo no se presentan datos geoquímicos nuevos, la base de datos del Apéndice 1, reúne la mayor parte de la información reciente relacionada con la geoquímica de los productos volcánicos post-subducción, facilitando así su consulta y garantizando un fácil acceso a estos datos. Los cronodiagramas y otras figuras presentadas en este capítulo, relacionadas con las firmas geoquímicas del volcanismo post-subducción, se realizaron a partir de esta base de datos y constituyen una aportación original de este trabajo.

II.1 Distribución espacial y temporal del volcanismo Neógeno en Baja California

La figura 1 muestra que el rasgo más prominente del volcanismo Neógeno en Baja California es sin duda el arco volcánico calcalcalino del Mioceno-medio (Hausback, 1984). Esta franja volcánica estuvo activa entre 21 y 12.5 Ma (Sawlan y Smith, 1984; Hausback, 1984; Sawlan, 1991). Los depósitos distales y proximales asociados al arco están expuestos a lo largo de la margen oriental de la actual Península de Baja California.

En contraste, el volcanismo post-subducción ha sido identificado en al menos 15 sitios esparcidos a lo largo de la Península, incluyendo varios campos volcánicos monogenéticos basálticos, cuatro complejos volcánicos (estratovolcanes y calderas) y un complejo volcánico silíceo. (Figura 1). La mayor parte de la actividad volcánica post-subducción ocurrió a lo largo del eje central de la Península, migrando hacia el oeste con respecto a la posición del arco volcánico previo (Sawlan y Smith, 1984; Sawlan, 1991). Existen también otras localidades dentro de la Península donde se exponen productos volcánicos post-subducción además de algunas islas aledañas a la Península dentro del Golfo de California y el Océano Pacífico. Sin embargo, las fuentes de dichos depósitos permanecen desconocidas. Aún cuando la mayor parte de las rocas volcánicas con firmas calcialcalinas están asociadas con la actividad volcánica contemporánea a la subducción ($>12.5\text{Ma}$), hubo un remanente de actividad volcánica calcialcalina que persistió durante el Plioceno y el Cuaternario en algunas áreas de la margen oriental de la Península incluyendo la provincia volcánica de Puertecitos y algunas islas localizadas en la parte norte del Golfo de California, como Isla San Esteban e Isla San Luís, y cuatro estructuras volcánicas importantes emplazadas en el sur durante este periodo: Cerro Mencenares, las calderas La Reforma y El Aguajito y el volcán Tres Vírgenes (Figura 1). Dada la proximidad entre las dos calderas y el hoy activo complejo volcánico de Tres Vírgenes, se puede considerar que estos tres grandes edificios volcánicos se encuentran dentro de los límites del área geotérmica de Tres Vírgenes. En cualquier caso, todos estos centros produjeron rocas volcánicas calcialcalinas con composiciones muy similares y todos ellos se localizan a lo largo de la margen oriental de la Península en una zona de deformación relacionada con la apertura del Golfo de California. En esta zona de deformación se exponen fallas normales y bloques basculados por fallas causadas por la extensión inicial del Golfo de California durante el Mioceno-tardío, además de fallas transcurrentes y fallas normales cuaternarias y pliegues que parecen estar relacionados con el sistema de fallas con rumbo NW-SE localizado en la margen oeste de la cuenca La Virgen (Sawlan, 1981; Colleta and Angelier, 1983; Sawlan, 1986). Por estas razones, la actividad volcánica en estos centros ha sido relacionada con un régimen de esfuerzos predominantemente extensional durante el Cuaternario. Además se ha sugerido una asociación genética entre el régimen tectónico de

extensión y transtensional con el volcanismo localizado al este del rasgo estructural conocido como el escarpe del Golfo (Bigioggero et al., 1995).

A diferencia del volcanismo calcialcalino "synrift" localizado al este del escarpe del Golfo, el volcanismo post-subducción que se emplazó al oeste del escarpe presenta una diversidad geoquímica mucho más importante. Además, este volcanismo ocurre durante intervalos de tiempo más largos y su cobertura geográfica alcanza áreas centrales y de la margen oeste de la Península. Adicionalmente a las rocas volcánicas con firmas calcialcalinas, se han identificado otros cinco tipos de rocas volcánicas que se emplazaron desde el Mioceno medio hasta el Cuaternario y ocurren en siete campos volcánicos monogenéticos. De norte a sur estos son los siguientes: San Quintín (SQ), Jaraguay (J), San Borja (SB), Santa Clara (SC), San Ignacio-San José de Gracia (SI), Santa Rosalía (SR), La Purísima (LP) (Figura 1). Cada uno de estos campos volcánicos cubre un área de al menos 700 Km². El número de volcanes varía de manera notable en cada campo, incluyendo solo algunos edificios y hasta más de 200 centros eruptivos. Estos campos junto con algunos afloramientos de rocas volcánicas expuestos en algunas islas en el Océano Pacífico y Golfo de California, representan el mayor volumen de volcanismo post-subducción en la Península de Baja California.

II.2 Geoquímica del volcanismo Neógeno en Baja California

La evolución tectónica de la Península durante el Neógeno resultó en cambios importantes en las características de los productos volcánicos. Si consideramos el final de la subducción a los ≈ 12.5 Ma y la apertura del Golfo de California a los ≈ 6 Ma como las dos principales transiciones/eventos tectónicos, es posible identificar un cambio general en la composición de las rocas volcánicas durante este periodo (Figura 3A). La composición química del volcanismo de arco en Baja California es la típica de los arcos volcánicos continentales y estuvo dominada por andesitas calcialcalinas con contenidos medios de potasio, incluyendo basaltos y andesitas subordinados.

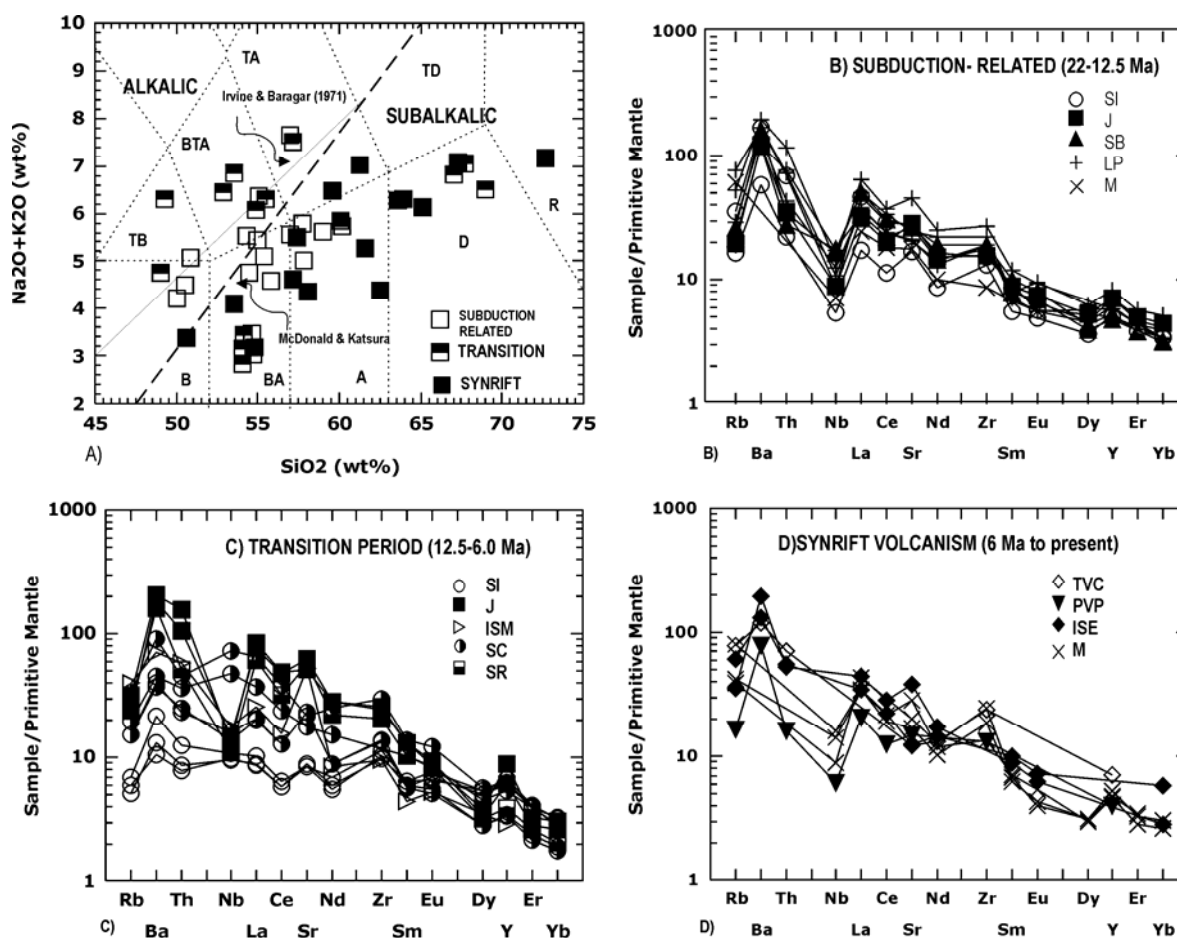


Figura 3. (A) Diagrama TAS (total alcalis vs. silica). Las líneas punteadas definen los campos delimitados por Le Bas et al. (1986). Las líneas que dividen los campos subalcalino y alcalino fueron tomadas de Irving y Barajar (1971) y Mc Donald y Katsura (1964). Los campos de rocas son: TB, traqui-basaltos; BTA, traqui-andesita basáltica; B, basalto; BA, andesita basáltica; TA, traqui-andesita; A, andesita; D, dacitas; TD, traqui-dacitas; R, Riolita. B). Gráfica multi-elementos incompatibles normalizados de rocas volcánicas selectas de los periodos de subducción activa (B), transicional (C), y synrift (D). Los valores están normalizados de acuerdo al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). La caja de texto en la esquina superior derecha muestra los símbolos de las diferentes localidades del volcanismo Neógeno en Baja California. Datos tomados de la compilación de datos geoquímicos (Ver Apéndice 1).

Rocas volcánicas más silíceas empiezan a emplazarse durante el periodo de transición entre los 12.5 y 6 Ma y continúan generándose durante el periodo de extensión ($T < 6$ Ma).

Sin embargo, el periodo de transición fue el de mayor diversidad geoquímica. Este periodo está marcado por la erupción de magmas toleíticos, alcalinos y calcialcalinos con contenidos altos y medios de potasio. Estos magmas tienen firmas geoquímicas y algunas tendencias significativamente diferentes en comparación con el volcanismo de arco. La comparación directa entre rocas volcánicas “syn-subducción” y post-subducción ha indicado una marcada diferencia en su química, particularmente los bajos contenidos de Rb y tierras raras pesadas (HREE) y los altos contenidos de Sr, Ti y P en las rocas volcánicas post-subducción. En contraste, el periodo “synrift” marca una baja en la diversidad geoquímica, dado que la mayoría de las lavas tienden a clasificarse en el campo subalcalino. En más detalle, la geoquímica de las rocas volcánicas relacionadas con la subducción tiende a ser más homogénea independientemente de su localización en la Península (figura 3B). Esta homogeneidad se va perdiendo durante el periodo de transición (figura. 3C) y se vuelve a recuperar hasta cierto punto durante el periodo “synrift” (figura 3D).

La mayoría de las rocas volcánicas eruptadas en las zona central de la península durante los periodos de transición y synrift están incluidas en las series “alcalinas transicionales” descritas por Sawlan y Smith (1984). A pesar de la continuidad en algunos de sus elementos mayores, las lavas alcalinas de los periodos transicionales y “synrift” tienen una variabilidad extrema en las abundancias y algunos cocientes de sus elementos traza, mostrando características de diversas clases de magmas. Los arcnigramas de la figura 3 muestran que uno de los rasgos más evidentes y consistentes en todas las series alcalinas es la anomalía de Nb. Una inspección más detallada de esta figura muestra que las series alcalinas de Baja California tienen elevados valores de K, P, Ba, Sr y tierras raras ligeras (LREE), pero al mismo tiempo estas lavas muestran características en sus elementos trazas que son típicas del volcanismo de arco (bajos valores de Nb y Ta relativos a K, Ba, Sr, y La) que suelen distinguirlas de otras rocas alcalinas relacionadas con “rifts” intraplaca (Peace y Peate 1995). La abundancia de Rb en las series alcalinas es inusualmente baja, también presentan valores muy bajos de HREE (Dy a Lu), ambos en contraste con los altos valores de K, Ba y Sr. Entre estas rocas, muchos de los elementos “incompatibles” varían

por un factor 3 a 4. De hecho algunos de estos elementos incompatibles tales como el Rb, Th y P exhiben abundancias de 8 a 10 veces mayores que el valor de normalización.

En resumen, la abundancia de elementos traza en el volcanismo post-subducción en Baja California muestra algunas características típicas del volcanismo de arco dada por la relación de los elementos litófilos de gran radio iónico (LILE) y los elementos de alto potencial iónico (HSFE) (i.e., altos valores de la relación LILE/HSFE), otras similares a basaltos de dorsales oceánicas (MORB) (i.e., elementos de alto potencial iónico típicos de basaltos de dorsales oceánicas tipo N (N-MORB) y sus diseños de tierras raras (LREE>HREE)), y finalmente, otros productos despliegan un enriquecimiento de algunos elementos incompatibles (i.e, K, Rb, Th) asociado con basaltos alcalinos intraplaca. Esta complejidad ha sido documentada en varias localidades a lo largo de la Península, i.e., los campos volcánicos de San Quintín, Jaraguay y San Borja y el área de Cerro Mancenares (Rogers et al., 1985; Saunders et al., 1987; Sawlan, 1991; Bigioggero et al., 1995). La suma de las características petrográficas y geoquímicas del volcanismo post-subducción se ha traducido en la identificación de cinco tipos principales de magma que incluyen: 1) Toleítas (THOL), 2) Productos máficos alcalinos asociados con basaltos de islas (OIB), 3) Andesitas magnésicas (HMA), 4) Adakitas, y 5) Basaltos enriquecidos en Neobio (NEB). Debido a las implicaciones relacionadas con la existencia de anomalías en el proceso de subducción y el periodo de transición tectónica, es que damos una explicación más detallada de los últimos tres tipos de rocas.

II.2.1 Andesitas Magnésicas (HMA)

Las andesitas magnésicas (HMA) de Baja California, también conocidas como “Bajaitas”, comparten la firma química que ha sido descrita por Rogers et al. (1985), Saunders et al. (1987), Rogers y Saunders (1989), y Calmus et al. (2003) y que se ilustra en las figuras 4A y 5A. Las gráficas de las andesitas magnésicas en la figura 3A muestran su gran diversidad geoquímica variando de basaltos ricos en K a andesitas basálticas, andesitas, basaltos shoshoníticos y shoshonitas. La firma de elementos incompatibles de las andesitas magnésicas es distintiva (Figura 5A). A primera vista pueden parecer lavas “regulares” asociadas a un proceso de subducción dado el diseño de elementos incompatibles con altos

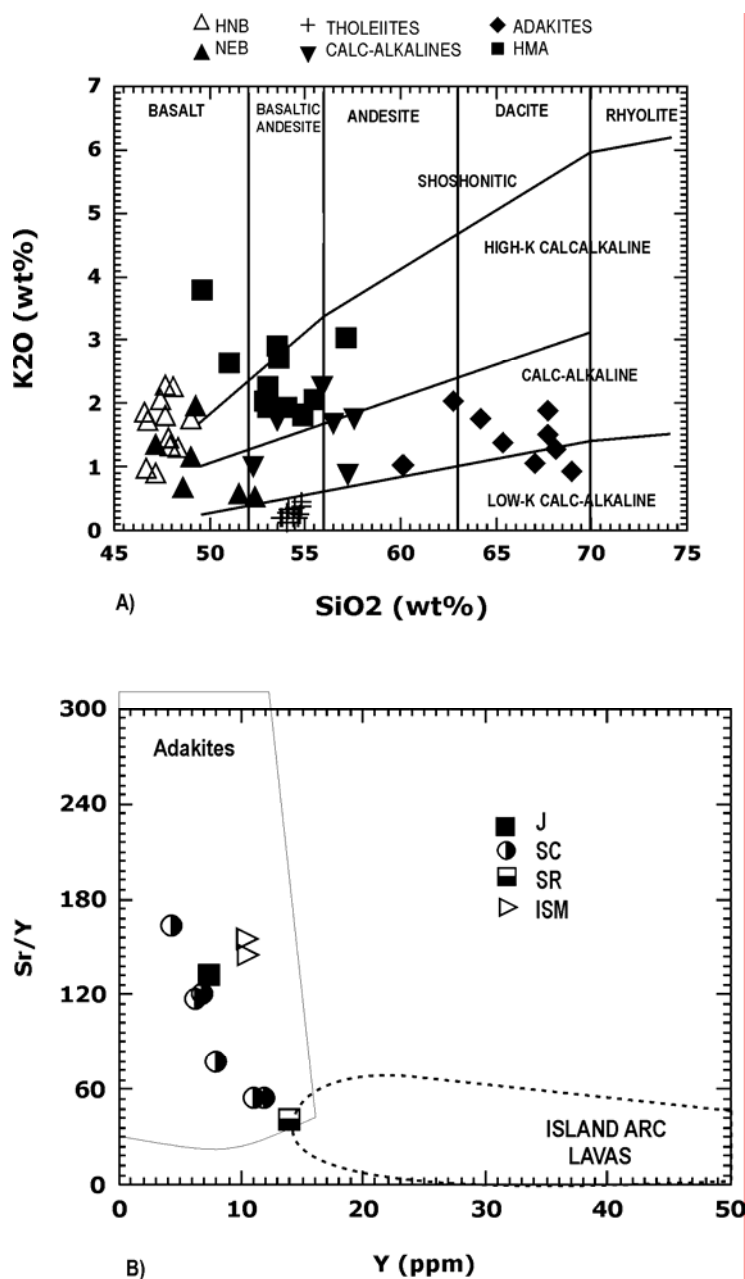


Figura 4. (A) Diagrama de clasificación K₂O vs. SiO₂ para rocas volcánicas donde se grafican muestras selectas de rocas volcánicas post-subducción de la Península de Baja California. Los campos en la figura están tomados de Pecherillo and Taylor (1976). Los símbolos que marcan los diferentes tipos magmáticos se muestran en la esquina superior de esta figura. (B) Diagrama de discriminación Sr/Y vs. Y para adakitas y lavas de arcos de islas. Los campos en la figura están tomados de Martin (1999). La caja de texto muestra los símbolos relacionados con las diferentes localidades del volcanismo post-subducción en Baja California. Datos tomados de la compilación de datos geoquímicos (Ver Apéndice 1).

valores de las relaciones de LILE y LREE vs. HFSE que están indicados por una fuerte anomalía de Nb. Sin embargo, las andesitas magnésicas también despliegan valores muy bajos de tierras raras pesadas (HREE) y una firma adakítica ya que grafican en el campo de las adakitas en la mayoría de los diagramas de elementos traza incompatibles. Estas características en sus elementos traza combinada con las firmas isotópicas asociadas con basaltos de dorsales oceánicas (MORB) de algunas andesitas magnésicas (e.g., $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70370\text{--}0.70399$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51283\text{--}0.51290$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.42\text{--}18.46$; Nauret, 2000) representan el argumento principal para aquellos que postulan un origen relacionado con la fusión de la placa (Aguillón-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003; Pallares et al., 2007). Sin embargo, las andesitas magnésicas en Baja California despliegan un número adicional de rasgos en sus elementos incompatibles que no son fácilmente explicadas por la huella química de la fusión de la placa. Por ejemplo, las pronunciadas anomalías positivas y altas concentraciones de Sr y Ba, en conjunto con las bajas abundancias de Rb y Th, marcan la diferencia entre estas rocas y la mayoría de los magmas asociados a la subducción.

A pesar de tener una firma química específica asociada con las andesitas magnésicas en Baja California, se han reportado variaciones espaciales y temporales en los contenidos de algunos elementos mayores (Calmus et al., 2003). Por ejemplo, los números de Magnesio (Mg #) varían de 73.3 a 52.6 a lo largo de la Península y despliegan una variación espacial significativa. En promedio el Mg # en las lavas de los campos volcánicos de Jaraguay y San Borja es mayor a 70, mientras que para los campos volcánicos de San Ignacio, Santa Rosalía y La Purísima este número varía de 55 a 65. Por otro lado, los contenidos de elementos incompatibles varían significativamente de un área a otra y en algunos casos, estos contenidos también muestran variaciones temporales en un área dada (e.g., en el campo volcánico La Purísima, las lavas cuaternarias evolucionaron a productos más empobrecidos en Th, tierras raras pesadas, Rb, Y and Yb y muestran concentraciones más altas de Sr que lavas del Mioceno-Plioceno). A pesar de estas variaciones, Rogers et al. (1985), Saunders et al. (1987), Rogers y Saunders (1989), y Calmus et al. (2003) han considerado que las andesitas magnésicas de Baja California se derivan de una fuente y

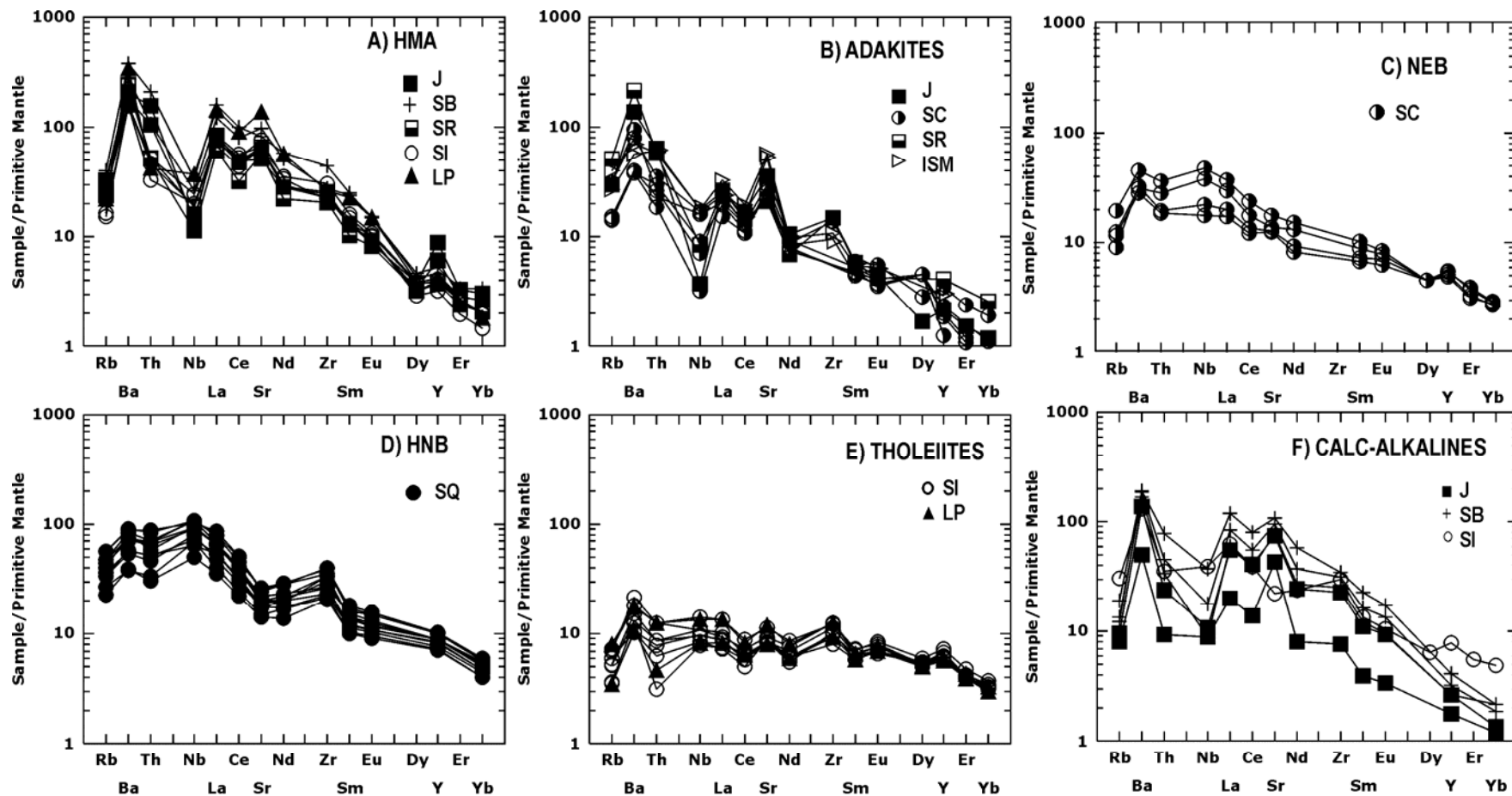


Figura 5. Diagramas de tierras raras y elementos incompatibles normalizados al manto primitivo para rocas volcánicas post-subducción de la Península de Baja California (muestras selectas). Los factores de normalización para el manto primitivo según Sun y McDonough (1989). Las cajas de texto interiores muestran los símbolos relacionados con las diferentes localidades del volcanismo post-subducción. Datos tomados de la compilación de datos geoquímicos (Ver Apéndice 1).

procesos petrogenéticos similares. En particular estos autores sugieren que la fusión de peridotitas del manto previamente metasomatizadas por fluidos derivados de la placa subducida estuvo involucrada en la formación de éstas rocas. Esta interpretación se sostiene básicamente en la firma química de elementos incompatibles de estas rocas. Como se mencionó anteriormente, las abundancias de elementos “no conservativos” o incompatibles (definido como un elemento que aporta a la fuente una contribución detectable de la placa subducida) Rb, Ba, K, Pb, Th, U y Sr en estas muestras no son consistentes con la firma química típica de la placa subducida pero si de la cuna del manto modificada por procesos de subducción. De acuerdo con Peace y Peate (1995), una contribución importante de la placa subducida está marcada por un enriquecimiento con respecto a MORB de todos los elementos no conservativos o incompatibles mencionados previamente. Como se observa en la Tabla 2, la mayoría de las andesitas magnésicas de Baja California están fuertemente enriquecidas en Ba y Sr pero al mismo tiempo están empobrecidas en otros elementos incompatibles como Rb y Th. Aunque el empobrecimiento en Rb puede deberse a una ausencia de rellenado/renovación tal y como lo sugiere Saunders et al. (1987), este mecanismo debería en principio haber resultado en el empobrecimiento de otros elementos no conservativos también, por lo que Sawlan (1991) propone que el metasomatismo en el manto (formación de anfíbol y apatita) puede ser selectivo con algunos elementos traza, lo que sugiere la heterogeneidad del manto.

En resumen, las andesitas magnésicas en Baja California muestran un patrón mixto marcado por el enriquecimiento-empobrecimiento de elementos no conservativos y despliegan un número adicional de rasgos en sus elementos traza que no son totalmente consistentes con la firma química que dejan los fluidos derivados de la placa subducida. La consecuencia más importante de este patrón mixto son las variaciones sistemáticas de elementos mayores y contenidos de elementos traza encontradas tanto en un campo volcánico como regionalmente a lo largo de más de 600 km. y que han ocurrido durante los últimos 12.5 Ma, lo que parece complicar la hipótesis que postula una sola fuente homogénea como el origen de estas rocas volcánicas.

TABLA 2. VARIACION DE ALGUNOS ASPECTOS DE LA FIRMA QUIMICA DE LAS ANDESITAS MAGNESICAS DE BAJA CALIFORNIA, MEXICO.

CAMPO VOLCANICO	TIPO DE ROCA (de SiO ₂ wt %)	Mg #	MgO CONTENIDO (wt%)	ELEMENTOS NO-CONSERVATIVOS (ppm)			
				Rb	Ba	Th	Sr
JARAGUAY	Andesita Basáltica	> 70	4.40 - 7.38	4.40 - 24.00	100.00 - 1150.00	1.60 - 10.00	835.00 - 1820.00
SAN BORJA	Basaltos	> 70	4.83 - 9.15	9.70 - 29.00	975.00 - 2150.00	2.00 - 13.00	2150.00 - 2420.00
SAN IGNACIO	Andesita Basáltica	55 - 65	4.70 - 5.15	10.20 - 18.00	870.00 - 1600.00	2.00 - 3.00	1750.00 - 1920.00
SANTA ROSALIA	Andesitas	55 - 65	3.28 - 3.78	18.00 - 25.00	900.00 - 1440.00	3.20 - 3.40	1580.00 - 1920.00
LA PURISIMA	Basaltos y Andesitas Basálticas	55 - 65	3.30 - 6.00	4.00 - 21.00	775.00 - 2300.00	0.40 - 4.00	1720.00 - 2760.00

Nota: Datos Geoquímicos tomados de Calmus et al. (2003) y Benoit et al. (2002).
Mg# = 100(Mg/Mg + Fe²⁺)

II.2.2 Adakitas

El término adakita fue introducido en la literatura geológica por Defant y Drummond (1990) quienes la utilizaron para referirse a un tipo especial de roca volcánica localizada en la isla de Adak en las islas Aleutianas, donde fueron estudiadas por Kay (1978). En ese trabajo fue sugerido por primera vez, que estas rocas particulares se habían generado por fusión de la corteza oceánica. A partir de entonces el término adakita se convirtió en un sinónimo de fundido de corteza oceánica, principalmente basado en las características geoquímicas inusuales de este tipo de rocas que se resumen en : altas concentraciones de Sr ($\approx 1330\text{-}2300$ ppm) a 63-68% de SiO₂, valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ similares al MORB (0,7028-0,7031), razones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0,5129$, y sus diseños de tierras raras empinados, con empobrecimiento de tierras raras pesadas (La/Yb $\approx 30\text{-}37$). Sin embargo, el uso de este término se aplicó posteriormente a diversas rocas volcánicas formadas por distintos procesos a lo largo de diferentes zonas de subducción cenozoicas (e.g. Beate *et al.* 2001, Bourdon et al., 2003) y sistemas de subducción fósiles mesozoicos y paleozoicos (e.g., Kramer et al., 2004, Zhao et al., 2004).

En particular, Defant y Drummond (1990) y Peacock et al. (1994) sugirieron que la fusión parcial de la corteza basáltica subducida en facies granate-anfibolitas puede producir magmas adakíticos caracterizados por una sobre-saturación en sílice y por altos valores en los cocientes de Sr/Y y La/Yb así como bajos contenidos de Y e Yb ($< 15\text{-}18$ ppm y 1-1.5 ppm, respectivamente) (Tabla 3).

A lo largo de la Península de Baja California, han sido reportadas adakitas andesíticas y dacíticas en diversas localidades.

TABLA 3. CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LAS ROCAS ADAKITICAS								
PARAMETRO	UNIDADES	ADAKITA PROMEDIO	ISLA ADAK ALEUTIANAS	CERRO PAMPA PATAGONIA	SANTA CLARA BAJA CALIFORNIA	SANTA ROSALIA BAJA CALIFORNIA	CERRO SAN LUCAS BAJA CALIFORNIA	REGION CENTRAL BAJA CALIFORNIA
# MUESTRAS		n=81	n=1	n=1	n=5	n=3	n=1	n=1
REFERENCIAS		1, 2	2	2	3	4	4	4
ELEMENTOS MAYORITARIOS								
SiO ₂	%	> 56.0	56	>63	65.0-69.0	64.2-65.1	62.3	64.5
Al ₂ O ₃	%	>15	16	16-17	15.6-17.0	17.0-17.1	17.2	16.2
CONCENTRACIONES ALTAS DE:								
Mg#		0.51	.62-.64	.58-.68	—	.39-.48	0.55	0.49
Ni	ppm	24	>100	45-76	—	8 --11	—	—
Cr	ppm	36	>260	80-100	—	17-21	—	—
CONCENTRACIONES ALTAS DE LILE. P.ej:								
Sr	ppm	700-2000	>1700	1300-2300	620-820	564-576	626	1353
BAJOS NIVELES DE TIERRAS RARAS PESADAS								
Y	ppm	<18			4.3-10.1	12.1-13.8	13.1	12.1
Yb	ppm	<1.8	<0.98	.70-1.2	0.25-0.83	1.25	—	—
DISEÑOS DE TIERRAS RARAS EMPINADOS								
LaN		40-150	27.5	20.3	25.8-40.3	44.4	—	—
La/Yb		>22	>28	29-37	30.12	35.52	—	—
RELACIONES ISOTOPICAS								
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		<.704	0.7028	.7028-.7031	0.7030-.7035	—	—	—

Fuentes de los datos: 1: Martín (1999); 2: Ramos et al. (2004); 3: Aguillon-Robles et al. (2001); 4: Conly et al. (2005).

Mg# = 100(Mg/Mg + Fe²⁺)

Por ejemplo Aguillon-Robles et al. (2001) reportan adakititas en el campo volcánico de Santa Clara, mientras que Bonini y Baldwin (1998) reportan dacitas calcialcalinas miocénicas en la Isla Santa Margarita con afinidades adakíticas dada sus altos contenidos de Sr (>1450 ppm) y Sr/Y > 150. Además, Pallares et al. (2007) y Conly et al. (2005) reportan adakititas del Mioceno tardío y Plioceno en los campos volcánicos de Jaraguay y Santa Rosalía, respectivamente. Las adakititas en Baja California son en general, altamente sódicas y difieren de otras rocas volcánicas asociadas con regimenes de subducción por sus altos contenidos de TiO₂, la mayoría de los cuales varía de andesitas con contenidos bajos a medios de potasio, a dacitas (Fig. 4A). Las adakititas de Santa Clara y sus equivalentes en los campos volcánicos de Jaraguay y Santa Rosalía despliegan un diseño muy particular en el fraccionamiento de sus tierras raras (razones LREE/HREE) con un acento en lo bajo de sus valores normalizados de tierras raras pesadas (Fig. 5B). Sus diseños de elementos traza muestran anomalías positivas de Sr y negativas de Nb y grafican dentro del campo de adakititas en el diagrama diagnóstico Sr/Y vs. Y de Defant y Drummond (1990) (Fig. 4B). Las adakititas en Baja California han sido interpretadas como el resultado de la fusión de una placa joven y caliente o bien de la subducción de la dorsal del Pacífico Este (EPR) por debajo de la litosfera de Norte-América con el fin de introducir un elemento que justifique el régimen de alta temperatura que se necesita para su producción (Aguillon-Robles et al., 2001; Pallares et al., 2007). Sin embargo, las características isotópicas de Nd y Sr de las adakititas del campo volcánico de Santa Clara, pueden ser interpretadas de una manera muy

diferente. En particular, los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (de 0.703085 a 0.703512) y ϵNd (de 6.18 a 9.75) (Aguillón-Robles et al., 2001) son muy similares a los valores mostrados por adakitas que han sido documentadas en escenarios “intraplaca” tales como las rocas “Anjishan” del área de Ningzhen en China (Xu et al., 2002) y otras mezclas con afinidades adakíticas que han sido asociadas a la fusión de la corteza inferior más que a la fusión de la placa subducida (Atherton y Petford, 1993).

Aun cuando el origen de las adakitas se ha asociado comúnmente a la fusión de la placa subducida en un régimen térmico anómalo (800 °C a 1000 °C) a partir de estudios experimentales (Sen y Dunn, 1994; Proteau et al., 1999) se ha argumentado que entre las localidades propuestas donde supuestamente se emplazaron adakitas (i.e., Isla Cook, Cerro Pampa en Chile) solo algunas de ellas cumplen con la estructura térmica teórica que implica la fusión de la corteza oceánica. Además, cuando se comparan las características geoquímicas e isotópicas de las rocas de la isla de Adak con otras rocas aparentemente similares, surgen importantes diferencias (Tabla 3). Las rocas de Adak, así como la Adakita Cerro Pampa tienen características comunes, las cuales son marcadamente diferentes a las de otras rocas descritas como adakitas en otros escenarios de subducción (Kay y Mpodozis 2002; Kay y Kay, 2002).

Rapp et al. (1999), Castillo et al. (1999), Barnes (1984), Yogodzinski et al. (1995), Muir et al. (1995), Rapp y Watson (1995) y Atherton y Petford (1993), argumentan que la fusión de materiales máficos para producir adakitas es un proceso que puede darse en una variedad de condiciones de P-T y a través de una serie de procesos tales como la asimilación por cristalización fraccionada (AFC) y la fusión de una corteza inferior máfica. Por lo tanto, es difícil distinguir cuál de estos dos procesos realmente da origen a rocas adakíticas. Sin embargo, en este trabajo favorecemos la hipótesis que postula a las adakitas de Baja California como el producto de la fusión de la corteza inferior. Esta interpretación se basa en las altas razones de La/Yb de mas de 30 junto con relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tan bajas como 0.703085 que han sido previamente interpretadas como producto de la fusión de la corteza inferior en condiciones de alta presión (Kilian et al., 1994). Otras características de las adakitas de Baja California que son compatibles con un componente

de la corteza inferior incluyen altos valores de Sr ($>500\text{ppm}$) y Eu ($\approx 1 - 3.22\text{ppm}$), junto con bajos valores de Rb ($< 9\text{ppm}$), Th ($< 1\text{ppm}$) (Barbon y Bussy, 2008). Además, otras adakitas asociadas con la fusión de la corteza inferior han ocurrido en escenarios de subducción similares a los de Baja California (Atherton y Petford, 1993; Muir et al., 1995). Sin embargo, no sabemos con certeza si existió una corteza inferior máfica por debajo de Baja California para el tiempo de generación de las adakitas o si la corteza pudo haber producido magmas con composiciones isotópicas y cocientes de Sr/Y similares a las adakitas de la Península. Como resultado de estas incertidumbres, la fuente de las rocas adakíticas en Baja California permanece poco documentada hasta el momento.

II.2.3 Basaltos enriquecidos en Neobio.

Los basaltos enriquecidos en Neobio (NEB) se encuentran en asociación espacial y temporal muy cercana a la ocurrencia de adakitas. Se caracterizan por sus altísimos contenidos de Neobio (Nb) $\text{Nb} > 20\text{ ppm}$ (Defant et al., 1992) y son similares a los basaltos con altos contenidos en Neobio (i.e., basaltos altos en Neobio HNB) descritos por Reagan y Gill (1989) y Defant et al. (1991, 1992). En Baja California, los NEB han sido reportados en el campo volcánico de Santa Clara donde se asocian temporal y espacialmente con las adakitas de este campo. Los NEB en el campo volcánico de Santa Clara son extremadamente sódicos y despliegan diseños de elementos traza que muestran un enriquecimiento moderado con anomalías positivas ocasionales de Nb, Sr, y Ti (Aguillón-Robles et al., 2001). Los NEB en este campo volcánico son basaltos y andesitas basálticas con contenidos medios de K (Fig. 4C). Las figuras 5C y 5D muestran que tanto los NEB como los HNB tienen diseños de elementos trazas con enriquecimientos de sus tierras raras, pero en general están uniformemente menos enriquecidos en comparación con los basaltos calcialcalinos, las andesitas magnésicas y las adakitas. La composición isotópica de los NEB está caracterizada por ϵNd que va de 6.2 a 6.6 y razones isotópicas de Sr que varían de 0.70308 a 0.70312 (Aguillón-Robles et al., 2001).

Basados en las composiciones isotópicas de los NEB en Baja California, Aguillón-Robles et al. (2001) proponen que estas rocas se derivan de la fusión de peridotitas de la cuña del manto que han interactuado con mezclas adakíticas. De acuerdo con estos autores, las

composiciones isotópicas de Nd y Sr de los NEB grafican en el campo del manto, en algún lugar de la línea de mezcla entre el manto superior más puro y un componente asociado con la placa subducida. Sin embargo, las similitudes entre las firmas isotópicas de los NEB del campo volcánico de Santa Clara y las mismas adakitas nos permiten cuestionar esta hipótesis ya que la generación de NEB y HNB también está asociada actualmente con diversos procesos sin que exista un consenso acerca del origen de estas rocas (García et al., 2004; Castillo, 2008). Argumentos adicionales surgen de la localización espacial y la edad de los NEB, que supuestamente fueron emplazados después de las adakitas dado que la fuente hipotética de estas rocas tuvo que haber interactuado previamente con las mezclas adakíticas (Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003; Pallares et al., 2007). De hecho, se observa que los NEB y las adakitas coexistieron durante el Mioceno tardío y que ambos tipos magmáticos fueron emplazados de manera contemporánea a lo largo y ancho de la zona del campo volcánico de Santa Clara.

También hacemos notar que tanto los NEB como los HNB han sido documentados en asociación con adakitas en zonas por debajo de las cuales se está subduciendo una corteza oceánica muy joven (Sajona et al., 1996). Sin embargo, el origen de los NEB y HNB sigue siendo controversial dado que actualmente existen diversos modelos que pueden explicar parcialmente algunas de las características geoquímicas e isotópicas de estas lavas. Estos modelos incluyen la fusión de una fuente de basaltos de islas (OIB) (Brooks et al., 1976; Morris y Hart, 1983), la fusión de la placa subducida (Defant et al., 1992) o bien la fusión de peridotitas de la cuña del manto previamente metasomatizadas por mezclas adakíticas a profundidades de 70-100 km (Kepezhinskas et al., 1996; Sajona et al., 1996; Aguillón-Robles et al., 2001). Recientemente, Castillo (2006) y Castillo et al. (2007) han propuesto una mezcla binaria entre un componente empobrecido con un manto enriquecido en congruencia con los mecanismos previamente propuestos para la generación de NEB/ HNB por Reagan y Gill (1989) y Wallace y Carmichael (1999). La asociación con basaltos de islas en los mecanismos de generación de NEB es una hipótesis particularmente interesante para el caso de Baja California. Esto se debe a que el volcanismo post-subducción del campo volcánico de San Quintín ha sido asociado con esta misma fuente (Storey et al.,

1989; Luhr et al., 1995; Saunders et al., 1987; Leeman et al., 1990; Richter y Rosas-Elguera 2001; Castillo et al., 2002; Petrone et al., 2003).

El campo volcánico de San Quintín es la única localidad en Baja California donde se ha reportado volcanismo máfico alcalino tipo intraplaca y la única fuente conocida de xenolitos peridotíticos y granulíticos. Las lavas alcalinas de San Quintín pueden ser clasificadas como “verdaderos” basaltos altos en Neobio (HNB) tal y como lo sugirieron Castillo (2006) y Castillo et al. (2007). Sin embargo, estas rocas volcánicas no fueron incluidas en el modelo de metasomatismo adakítico para el origen de los NEB propuesto por Aguillón-Robles et al. (2001), Sajona et al. (1996) y posteriormente por Castillo (2006), quien relaciona a los HNB y los NEB con fuentes generadoras de basaltos de islas (OIB). Los primeros autores sugieren que las lavas enriquecidas en Nb pueden incorporar hasta un 25% de componente tipo OIB, mientras que Castillo (2006) propone que el enriquecimiento de elementos de alto potencial iónico (HSFE) en los HNB pudo originarse de un componente de manto enriquecido como alternativa al modelo más popular que postula el metasomatismo de los fluidos derivados de la placa subducida. Sin embargo, la conexión entre los HNB de San Quintín con los NEB de Santa Clara permanece poco clara. En cualquier caso, el origen de estas lavas está también abierto al debate y al parecer la evidencia existente no favorece a ninguna de las fuentes y/o mecanismos propuestos.

II.3. Patrones de distribución del volcanismo post-subducción

El volcanismo post-subducción en la Península de Baja California incluye una gran variedad de estilos incluyendo principalmente campos volcánicos monogenéticos y algunos edificios poligenéticos importantes. Un aspecto principal en la interpretación tectónica de este volcanismo y que puede derivarse de la información que ya ha sido publicada, es la distribución espacial y temporal de la actividad volcánica. La figura 6 muestra tres cronodiagramas correspondientes al periodo de subducción activa ($T > 12.5$ Ma) y a los dos periodos post-subducción: Transicional ($12.5 > t < 6$ Ma) y syn-rift ($T < 6$ Ma). En cada cronodiagrama se han graficado los datos de edad vs. latitud de diversas muestras escogidas del volcanismo del Neógeno en Baja California. El análisis de la figura 6A muestra que antes de los 12.5 Ma, el volcanismo calcialcalino estuvo activo a lo largo de la

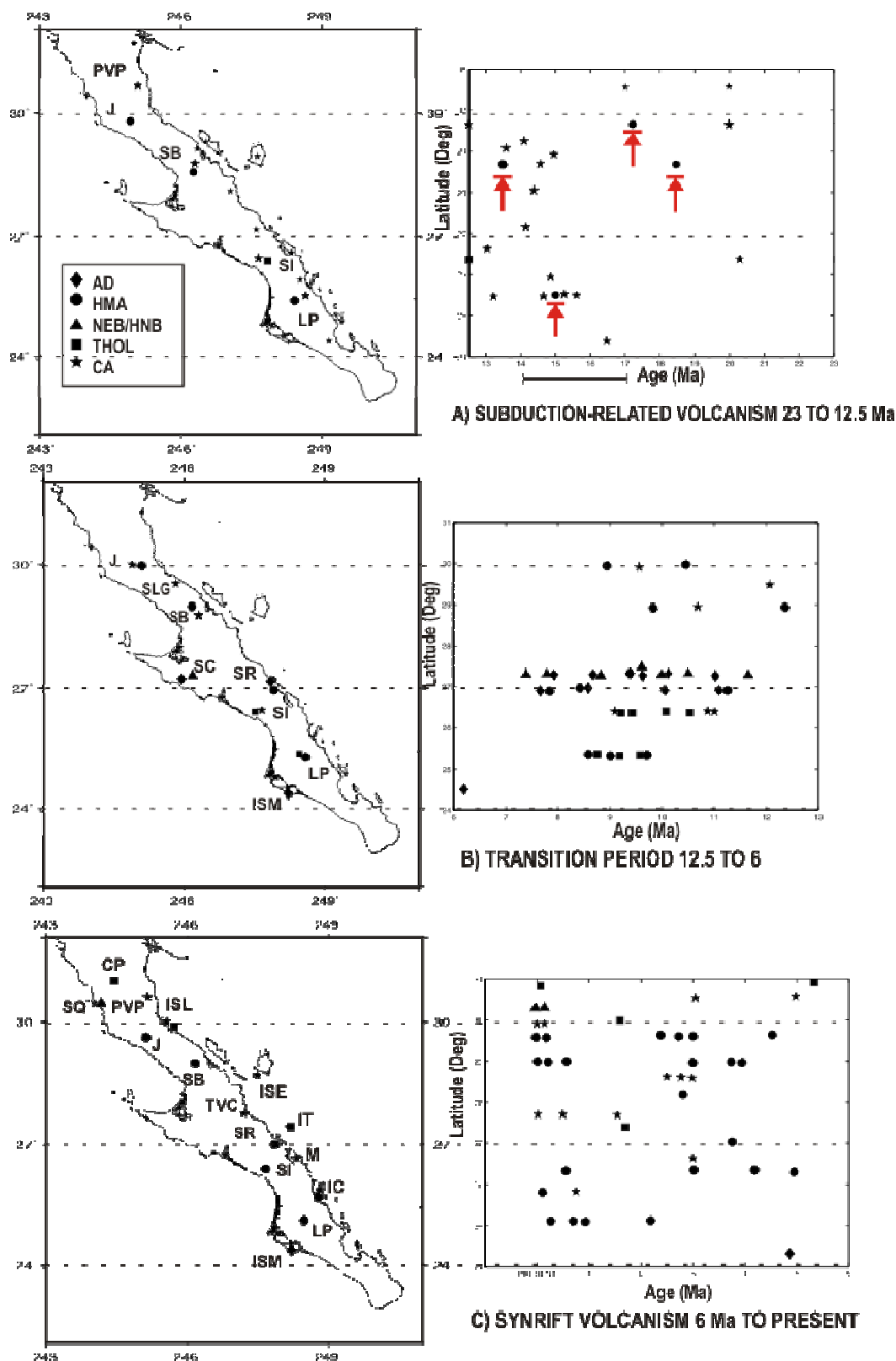


Figura 6.

península, definiendo un cinturón cerca de su margen este. Sin embargo, es importante notar que también hay evidencia de un pulso de andesitas magnésicas que fueron eruptadas en este periodo de subducción activa en los campos volcánicos de Jaraguay y San Borja (entre los 18.5 y 13.5 Ma; Saunders et al., 1987) y La Purísima (14.6 y 13.1 Ma; Bellon et al., 2006). Además, Benoit et al. (2002) reporta un flujo toleítico de 12.5 Ma emplazado en el campo volcánico de San Ignacio.

Durante el periodo de transición los tipos magmáticos dominantes fueron las andesitas magnésicas, andesitas basálticas con afinidades toleíticas, adakitas y NEB. La figura 6B muestra que todos estos tipos de magma fueron emplazados de manera contemporánea en los diversos campos volcánicos monogenéticos esparcidos a lo largo de la Península. Notablemente, existe evidencia que indica que los magmas calcialcalinos se mantuvieron presentes en este periodo aún cuando tendieron a migrar hacia el oeste (i.e., Campos volcánicos de Jaraguay, San Borja y San Ignacio) con respecto a su posición original en el periodo anterior. Las adakitas más jóvenes de este periodo se emplazan en Isla Margarita (ISM) a los 6.3 Ma de acuerdo con Bonini y Baldwin (1998). El periodo de transición fue seguido por un hiatus en la actividad volcánica que precede al establecimiento del régimen de esfuerzos transtensional relacionado con la formación y apertura del Golfo de California (Stock and Hodges, 1989).

Figura 6. Gráfica de Edad vs. Latitud para muestras seleccionadas de volcanismo “syn-subducción (rango de edad de 23 a 12.5 Ma) (A), la línea muestra el probable fin de la subducción en la parte Norte de la Península, el volcanismo del periodo de transición (rango de edad de 12.5 a 6 Ma) (B), y el volcanismo “syn-rift” (rango de edad de 6 Ma al presente) para Baja California (C). Estos cronodiagramas muestran las diversas series magmáticas que componen el volcanismo Neógeno ordenadas por localización geográfica de Norte a Sur (*SLG: San Luis Gonzága, las demás abreviaciones como en la figura 1). Las flechas rojas en (A) señalan los pulsos de volcanismo no calcialcalino emplazado durante el periodo “syn-subducción”. La caja de texto muestra la afinidad geoquímica de los diferentes tipos magmáticos. Las abreviaciones para estos últimos son las siguientes: **AD**: adakitas, **HMA**: andesitas magnésicas, **NEB/HNB**, basaltos enriquecidos en Neobio y basaltos altos en Neobio, **THOL**: Toleítas y **CA**: calcialcalinas. Los datos están tomados de la compilación de datos geoquímicos, específicamente de los siguientes trabajos: Herzig (1990), Martín-Barajas et al. (1995), Luhr et al. (1995), Calmus et al. (2003), Saunders et al. (1987), Aguillón-Robles et al. (2001), Benoit et al. (2002), Rojas-Beltrán (1999), Bonini and Baldwin (1998), Bigioggero et al. (1995), Batiza (1978), Paz-Moreno and Demant (1999), Desonie (1992), Capra et al. (1998), Conly et al. (2005).

En una escala regional, el periodo “syn-rift (figura 6C) estuvo caracterizado por una actividad calcialcalina esporádica pero persistente que se extiende del Plioceno al Cuaternario, e.g., en Cerro Mencenares (Bigioggero et al., 1995) y el complejo volcánico de Tres Vírgenes incluyendo al volcán Tres-Vírgenes (Capra et al., 1998) y las calderas La Reforma y el Aguajito (Demant, 1981; Garduño-Monroy et al., 1993).

Durante este periodo erupciones dispersas llevaron al emplazamiento de andesitas magnésicas en casi todos los campos volcánicos de la Península así como fuera del continente en la Isla Coronado (Bigioggero et al., 1995). La figura 6C muestra que el periodo “syn-rift” no fue un periodo con tanta diversidad geoquímica como el periodo de transición ya que éste parece estar dominado por andesitas magnésicas y algunos pulsos esporádicos de actividad calcialcalina y toleítica. Sin embargo, la complejidad de los patrones espacio-temporales y composicionales del volcanismo post-subducción está bien representada por el emplazamiento de Toleítas Cuaternarias en Isla Tortuga (Batiza, 1978) e Isla San Luís, aunque en este caso en particular la geoquímica indica la transición entre firmas toleíticas a calcialcalinas (Paz-Moreno y Demant, 1999). Además se emplazaron lavas con bajos contenidos de K en el campo geotérmico de Cerro Prieto (Herzig, 1990) y basaltos alcalinos intraplaca tipo OIB del campo volcánico de San Quintín.

La inspección más detallada de los mapas de las Figuras 6A–6C muestra el cambio de los patrones espaciales, temporales y composicionales del volcanismo “syn-subducción”, a un patrón más diverso reflejado en la distribución geográfica aleatoria y diversidad geoquímica del volcanismo post-subducción de los periodos de transición y syn-rift. Estas figuras revelan que no existe una evidencia clara del patrón de distribución del volcanismo post-subducción, incluso escogiendo un área y un rango de tiempo específicos. Por ejemplo, las áreas localizadas al este y oeste del actual escarpe del Golfo tienen rangos de actividad volcánica muy distintos. Por un lado, los campos volcánicos monogenéticos localizados al oeste del escarpe del Golfo tuvieron actividad durante el Plioceno (i.e., La Purísima, San Ignacio, San Borja, Jaraguay y San Quintín), mientras que para las regiones al este del escarpe incluyendo las islas y los volcanes poligenéticos, el periodo de actividad inicial es posterior al inicio de la apertura del Golfo de California (≈ 6.5 Ma). Todo este “joven” volcanismo puede asociarse con la apertura litosférica. Sin embargo, tal y como se

muestra en los mapas de la Figura 6, la actividad volcánica ha ocurrido dentro y lejos del eje de apertura del Golfo, particularmente en tiempos recientes.

Para poder apreciar mejor la evolución del volcanismo en la región, hemos dividido los diagramas de la Figura 6 en intervalos de tiempo más finos (Fig. 7). Después del final de la subducción, andesitas magnésicas, adakitas y NEB fueron emplazados contemporáneamente a lo largo de la Península (Figura 7A). Posteriormente, volcanismo adakítico fue emplazado en el sur en Isla Santa Margarita y continuó en los campos volcánicos de la región central: Santa Clara y Santa Rosalía. Durante el establecimiento del periodo de extensión y apertura del Golfo, las andesitas magnésicas fueron el tipo de lava dominante y fueron emplazadas en las regiones norte, sur y centro de la Península de manera contemporánea (Figura 7C). Entre los 4 y 2 Ma, la actividad relacionada con este tipo de magma continuó. Las primeras rocas calcialcalinas post-subducción fueron emplazadas en la margen oriental de la Península (Mencenares y la provincia volcánica de Puertecitos) y en algunas islas del Golfo de California como Isla San Esteban e Isla Angel de la Guarda (Desonie, 1987; Delgado-Argote, 2000) (Figura 7D). Los últimos 2 Ma han sido caracterizados por la erupción penécontemporánea de diversos tipos magmáticos: actividad toleítica en diferente islas del Golfo (e.g., Isla San Luís e Isla Tortuga) y dentro del continente en Cerro Prieto, la erupción continua de andesitas magnésicas en los campos volcánicos del centro y Norte (Jaraguay, San Borja, San Ignacio y La Purísima) y finalmente, la actividad calcialcalina post-subducción que continuó a lo largo de este periodo en la región de Cerro Mencenares y empezó en el complejo volcánico de Tres Vírgenes e Isla San Luís.

II.3.1 Resumen

La discusión previa muestra que no existe un consenso general relacionado con las fuentes involucradas en la producción de los magmas originales del volcanismo post-subducción considerado como “anómalo” en Baja California, así como tampoco existe consenso respecto a cuáles fueron los factores que desencadenaron los procesos de fusión parcial de dichas fuentes. Tal y como se discutió previamente, los datos geoquímicos del volcanismo Neógeno en Baja California muestran un cambio en las características generales del

volcanismo contemporáneo con la subducción (“syn-subducción”), el volcanismo del periodo transicional y el volcanismo del periodo de rift y extensión (“syn-rift). Aparentemente, este cambio está marcado por una diversificación importante de los productos eruptados durante el periodo de transición. Sin embargo, las otras interpretaciones dependen en alguna medida de las suposiciones relacionadas con la formación de tipos de magma específicos, suposiciones que pueden ser en ocasiones mutuamente excluyentes tal y como se discutió a lo largo de este capítulo. Por lo tanto, los datos geoquímicos del volcanismo post-subducción pueden ser utilizados para demostrar la diversidad geoquímica de los productos eruptados, sin que tal diversidad sirva para explicar el origen del volcanismo en términos de procesos tectonomagmáticos. Además el análisis regional del volcanismo post-subducción en Baja California revela una compleja juxtaposición de varios tipos de rocas volcánicas. El único patrón que puede ser discernido en este marco de evolución a largo plazo, está marcado por los eventos tectónicos principales (i.e., fin de la subducción e inicio de la apertura del Golfo de California. En cada proceso (subducción activa, transicional y syn-rift), encontramos que los magmas dominantes para cada periodo fueron eruptados a lo largo y ancho de la Península y fueron acompañados por la erupción menor de otros tipos composicionales de magmas en posiciones geográficas aparentemente aleatorias. Finalmente, nuestro análisis regional del volcanismo Neógeno en Baja California, deja en evidencia la enorme diversidad composicional de los productos volcánicos eruptados, lo que sugiere una o varias fuentes heterogéneas para estos magmas. Esta heterogeneidad puede considerarse entonces como una característica de la región.

Figura 7. Elementos tectónicos y estructurales del Océano Pacífico y la margen Oeste de Baja California (modificado de Michaud et al., 2006) y diagramas que muestran la localización y afinidad geoquímica del volcanismo post-subducción para múltiples intervalos de tiempo. Las fuentes magmáticas se muestran de manera esquemática y sus contribuciones se despliegan en la caja de texto en conjunto con los símbolos que representan los diferentes tipos magmáticos. Las abreviaciones para los rasgos tectónicos son las siguientes: **PAC**: Placa Pacífico; **NAM**: Placa de Norte-América; **MAG**: Placa Magdalena; **GUA**: Placa Guadalupe.

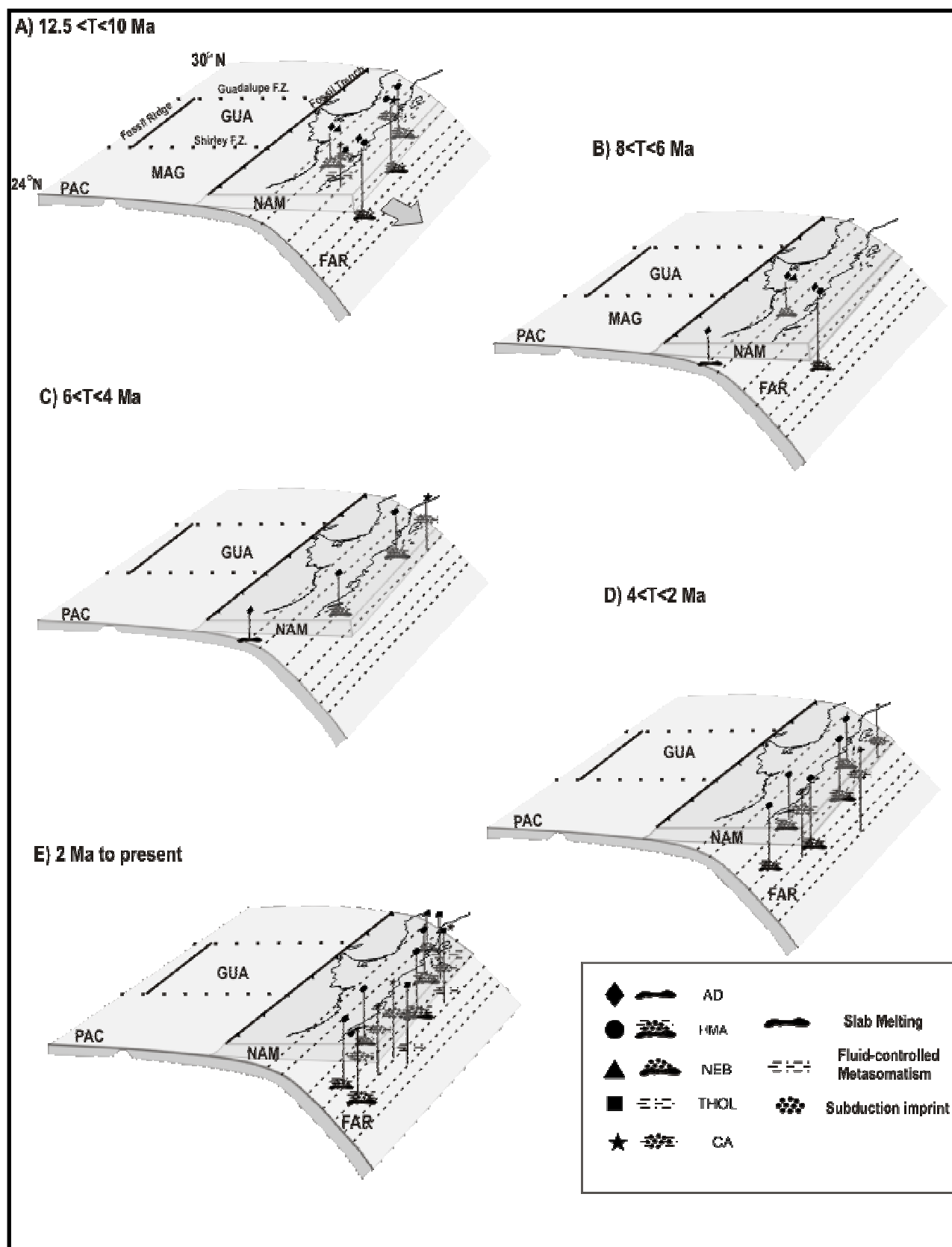


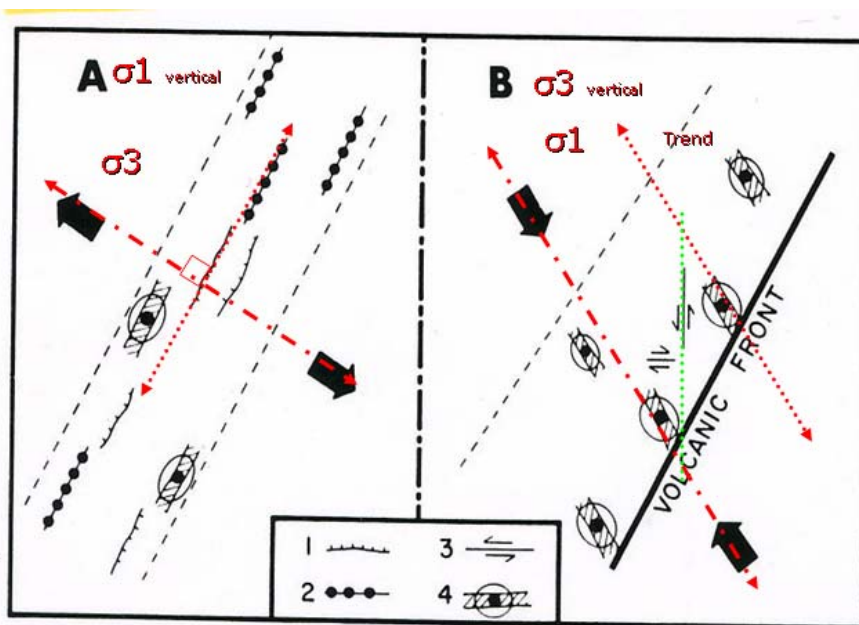
Figura 7.

Orientación relativa del esfuerzo tectónico regional y el esfuerzo expresado por el volcanismo post-subducción en Baja California

Nakamura (1977) propuso que la orientación de los volcanes puede ser interpretada como un indicador de los esfuerzos tectónicos regionales. Partiendo de tal hipótesis, se estudiaron las alineaciones de volcanes de la zona del campo volcánico de San Borja. Los resultados obtenidos permiten establecer algunas características de la relación entre el campo de esfuerzos de la región con la generación y evolución de la actividad volcánica. En particular, al determinar la dirección de los esfuerzos principales a través de las alineaciones de centros eruptivos, podremos correlacionar la deformación regional con el estado de esfuerzos local mediante la comparación de las direcciones de los ejes de máxima extensión instantánea local y regional. De esta manera podremos definir si la orientación de diques superficiales y enjambres de diques de la zona del campo volcánico de San Borja son reales indicadores de la orientación de los esfuerzos tectónicos corticales.

La detección de alineaciones formadas por centros eruptivos distribuidos de manera aleatoria ha sido el tema de diversos y variados estudios durante las dos últimas décadas. Davis (1984) sugiere que la traza recta y prolongada de rasgos topográficos alineados (i.e., centros eruptivos), puede servir para marcar la orientación de rasgos estructurales asociados. Por su parte Nakamura (1977) destacó la importancia del análisis de las alineaciones de centros volcánicos en los estudios de tectónica regional, al mostrar que los centros eruptivos se alinean perpendicularmente al esfuerzo mínimo horizontal (σ_{hmin}). En zonas de volcanismo activo, este deber ser igual a σ_2 o σ_3 , para permitir a los magmas alcanzar la superficie (Figura 8). Sin embargo, la suposición implícita del método de Nakamura es que el volcanismo está controlado exclusivamente por la tectónica de placas. Más recientemente se ha propuesto que el estado de esfuerzos que controla el volcanismo

depende tanto de la tectónica de placas como de otros factores de carácter mas bien local (Cañón-Tapia y Walker, 2004; Valentine y Perry, 2006).



reconocimientos geofísicos aéreos e incluso imágenes de satélite. Sin embargo, puesto que los factores primarios que determinan la localización de un volcán son el tamaño y localización de la fuente magmática, las estructuras cinemáticas más superficiales y la topografía son factores netamente secundarios. Es decir que la interpretación de las alineaciones debe considerar que los diques alimentadores de un volcán pueden ser o no afectados por estructuras superficiales (i.e., fallas o fracturas) o rasgos topográficos (Valentine y Perry, 2006). Por lo tanto, las alineaciones detectadas en un área dada no corresponden necesariamente a la existencia de fallas de origen tectónico. Por tal razón, además de detectar alineaciones de centros eruptivos es conveniente tener un control tectónico que permita establecer hasta qué punto los procesos tectónicos regionales controlaron realmente la orientación de los centros eruptivos en un régimen en particular.

III.1.2 Métodos de detección de alineaciones

Una de las principales limitaciones de los métodos de detección de alineaciones de datos puntuales que existen en la actualidad es la falta de rigor al definir las alineaciones. El análisis visual de las alineaciones de conos es subjetivo (Nixon, 1982), por lo que en estos casos las implicaciones geológicas del uso de estas técnicas son discutibles. En los últimos años se han desarrollado diversos métodos matemáticos y estadísticos para el análisis de alineaciones volcánicas, cuyo principal objetivo es eliminar el componente de subjetividad que conlleva el análisis visual de la distribución espacial de un número importante de centros eruptivos (Tabla IV). Los principales métodos son 1) Azimut de dos puntos (TPA – línea azimut) (Lutz, 1986), 2) Transformada Hough (Hough, 1962) y 3) Método azimutal de línea extendida (Zhang and Lutz, 1989). Estos métodos fueron diseñados para detectar patrones de alineaciones en rasgos puntuales (i.e., centros eruptivos de un campo volcánico) que sean geológicamente significativas. Sin embargo, la principal limitante que comparten en común estos métodos, es la generación inherente de alineaciones espurias. En el Apéndice 2 se discuten más ampliamente estos tres métodos. Es decir, aunque matemática y estadísticamente estos métodos pueden ser eficaces, su aplicación dentro del contexto geológico se complica debido a que estos algoritmos generan una gran cantidad de alineaciones que pueden no tener un significado geológico.

Tabla IV. Compilación de estudios aplicados a la detección de alineaciones de volcanes	
ESTUDIO	AREA DE INTERES
Porter (1972)	Volcán Mauna Kea, Hawaïi
Bloomfield (1975)	Campo volcánico monogénético en la zona central de México
Hasenaka y Carmichael (1985)	Campo volcánico Michoacán-Guanajuato, México
Connor (1987a, 1987b, 1990)	Faja volcánica Transmexicana (FVTM) y Campo volcánico Michoacán-Guanajuato, México
Wadge y Cross (1988)	Campo volcánico Michoacán-Guanajuato, México
Reddy (1991)	India del Sur
Connor (1992)	Campo volcánico Springerville, Arizona
Tibaldi (1995)	Regiones varias
Lutz y Gutmann (1995)	Campo volcánico Pinacate, Sonora, México
Connor y Hill (1995)	región de la montaña Yucca, Nevada
Brandle y Ancochea (1999)	región volcánica central, España
Márquez et al. (1999)	Campo volcánico de Chichinautzin (FVTM), México
Carn (2000)	Campo volcánico Lamo Gan, Java del Este, Indonesia
Dorendorf et al. (2000)	Campo volcánico Bakening, Kamchatka
Novak y Soulaekllis (2000)	Lesbos, Grecia
Arcasoy et al. (2004) Arcasoy (2001)	Provincia volcánica de Cappadocia, Turquía.

El único proceso de filtrado de los datos de salida contemplado en estas metodologías depende enormemente de la asociación de alineaciones con otros datos adicionales, como por ejemplo estructuras cinemáticas (i.e., fallas) y rasgos topográficos. Otra de las limitantes de estos métodos es que no consideran las características particulares de cada rasgo puntual, es decir, fallan al no considerar la “tercera dimensión” implícita en los puntos. Este aspecto es importante debido a que aún y cuando estadísticamente sea más conveniente considerar a los centros eruptivos como puntos, éstos no necesariamente comparten las mismas características o propiedades.

III.2 El método Brandle-Ancochea de detección de alineaciones

Para eliminar la limitante más importante de todos los métodos de detección de alineaciones a partir de una nube de puntos, Ancochea et al. (1995) y Brandle y Ancochea (1995) y más recientemente Arcasoy (2001), retoman el concepto de “barrido de bandas” introducido originalmente por Zhang y Lutz (1989) y desarrollan métodos que permiten la definición gráfica de las principales direcciones de alineaciones de centros eruptivos. En estas nuevas aplicaciones es posible considerar la tercera dimensión de los centros eruptivos de manera explícita. Es decir, se pueden incluir parámetros como tamaño, elongación del diámetro basal del cono, volumen, edad isotópica o morfológica, etc.

Por tal motivo, en este trabajo se adoptó el método de detección de alineaciones propuesto por Brandle y Ancochea (1995).

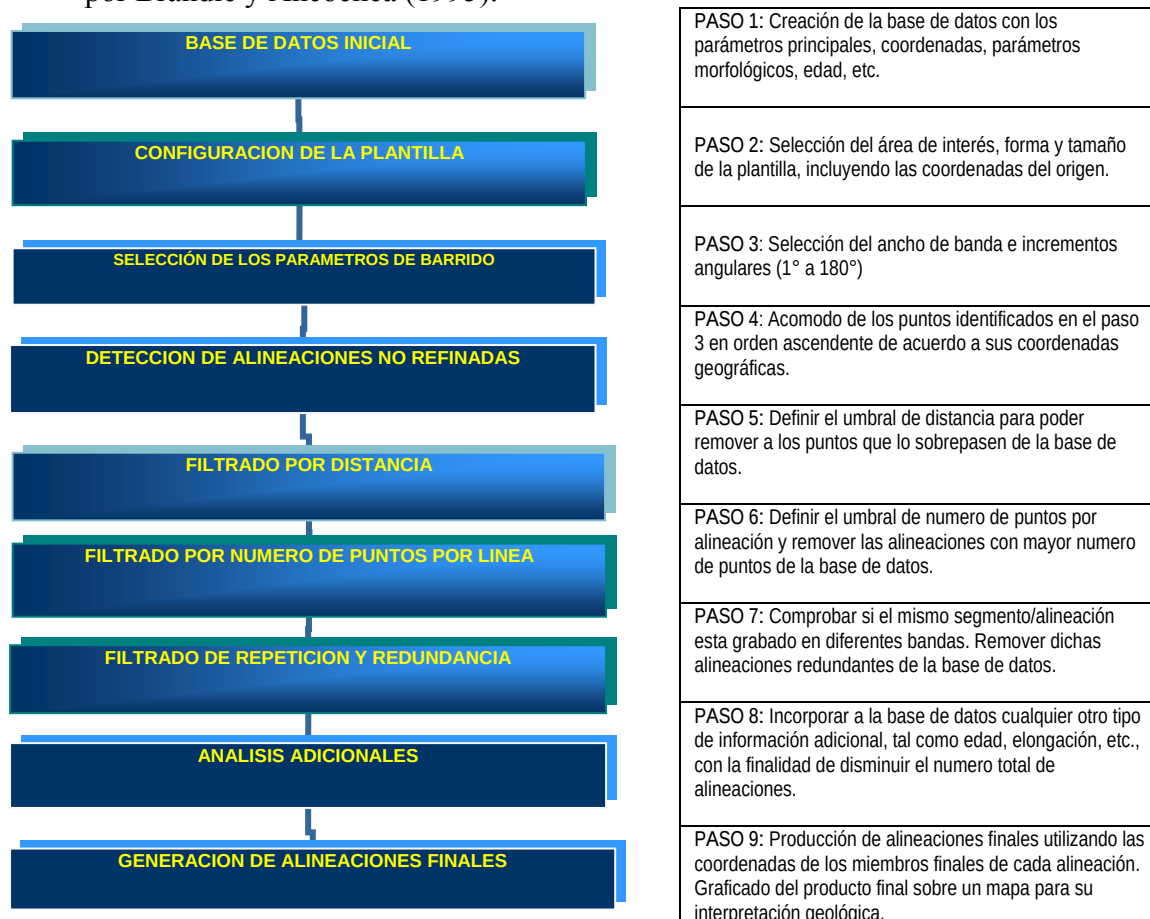


Figura 9. Diagrama de flujo general del método “Brandle-Ancochea” de detección de alineaciones.

Puesto que este método se puede emplear fácilmente en conjunción con un SIG los detalles del algoritmo y del proceso de aplicación de la metodología propuesta descritos en este capítulo se hacen en conjunto con la base de datos del SIG de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja. En la figura 9 se muestra un diagrama de flujo general del método Brandle-Ancochea para la detección de alineaciones. El método consiste en 8 pasos: El primer paso es la creación de una base de datos que puede ser leída por el SIG (Ver Catálogo en Apéndice 3). El segundo paso es la configuración de la plantilla de barrido que debe estar georeferenciada e incluir todos los centros eruptivos del área de interés. La localización y forma de la plantilla son factores fundamentales operacionalmente dentro del proceso de barrido ya que éste se inicia en uno de los vértices de la plantilla, de manera que diferentes formas de plantillas implican diferentes barridos del área de interés. Sin embargo, este factor de la forma de la plantilla no altera los resultados, siempre y cuando la cobertura del área de interés esté completamente cubierta por la plantilla (figura 10)

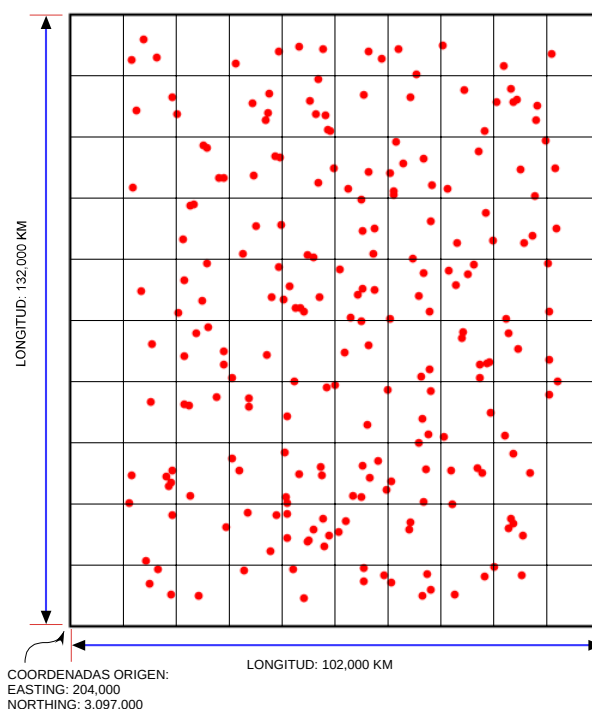


Figura 10. Plantilla rectangular de barrido utilizada para la cobertura total de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja. Los puntos rojos muestran la localización de los centros eruptivos y se muestran también la longitud de los lados de la plantilla rectangular georeferenciada.

Una vez definida la plantilla, el proceso de barrido es iterativo y se realiza secuencialmente a lo largo de las direcciones X y Y de la plantilla, que en este caso tiene forma rectangular. Para hacer el barrido es entonces necesario especificar algunos parámetros (Paso 3). En particular, se debe especificar el tamaño de cada incremento en la pendiente (en grados) y el ancho de banda de cada segmento (figura 11). Nótese que si el ancho de banda se incrementa, aumenta el número de puntos que caen dentro de dicha banda y por lo tanto aumenta también el número de posibles alineaciones.

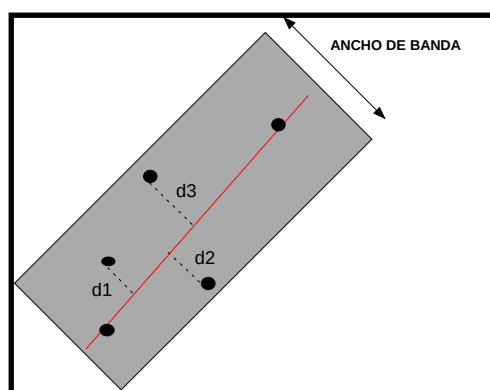


Figura 11. (A) Si $d1$, $d2$ y $d3 < \text{Ancho de banda}$, estos puntos son incluidos en el Alineamiento (Modificada de Arcasoy et al., 2004).

El incremento en la pendiente determina la manera en la que se realiza el barrido de cada nodo (x_i, y_i) de la malla. En el paso 4, desde cada nodo (x_i, y_i) de esa malla se trazan bandas con incrementos sucesivos en la pendiente $(1, 2, 3, \dots, 180^\circ)$, hasta que se completa un arco de 180° con el fin de encontrar alineaciones que ocurran en cualquier dirección (figura 12). Una vez que se ha definido el ancho de banda, el siguiente paso (paso 5) es refinar las posibles alineaciones encontradas utilizando otros parámetros que actúan como filtros, con el fin de eliminar las posibles alineaciones espurias. El primer filtro está relacionado con el número mínimo de puntos que componen una alineación. Este parámetro tiene un comportamiento contrario al mostrado por el parámetro del ancho de banda, es decir, al aumentar el número mínimo de puntos por alineación, disminuye el número de alineaciones encontradas.

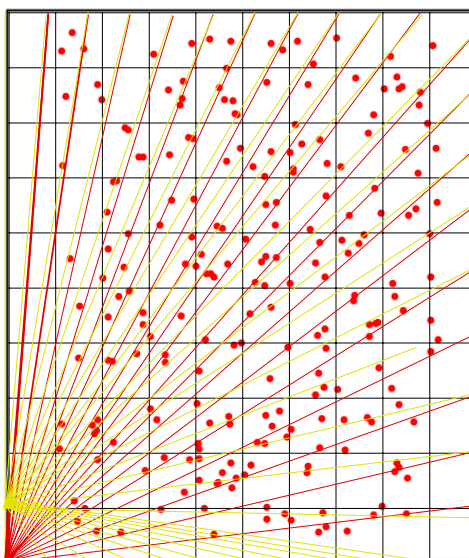


Figura 12. Plantilla rectangular de barrido georeferenciada. Las líneas trazadas secuencialmente e iterativamente a lo largo de las direcciones X e Y, desde cada nodo (x_i , y_i) con incrementos sucesivos en la pendiente hasta completar un arco de 180 grados dividiendo la zona en bandas (* La figura muestra solo un barrido parcial de 90 grados)

Otro filtro es llamado de repetición o redundancia, ya que puede suceder que algunas de las alineaciones sean detectadas en una o más bandas debido a que tengan un cierto número de puntos en común (figura 13). Para evitar esta duplicación de alineaciones se define un umbral a partir del número máximo de puntos en común y de la separación angular entre las alineaciones no refinadas. De esta manera, cualquier alineación que comparta un cierto número de puntos y esté separada por menos de x grados de otra alineación no será considerada como una alineación válida y será eliminada de la base de datos que genera el programa. La selección de estos parámetros se hace en función del tamaño de los centros eruptivos, la densidad y la proximidad entre los mismos, así como de los parámetros definidos en el paso 3. Finalmente, en otro proceso de filtrado, las alineaciones detectadas pueden ser verificadas utilizando las características de los centros eruptivos. Por ejemplo, se pueden hacer clasificaciones de los puntos de acuerdo a la litología y algunos parámetros morfológicos como el grado de elipsoidad de los centros eruptivos, o bien, en función de la edad.

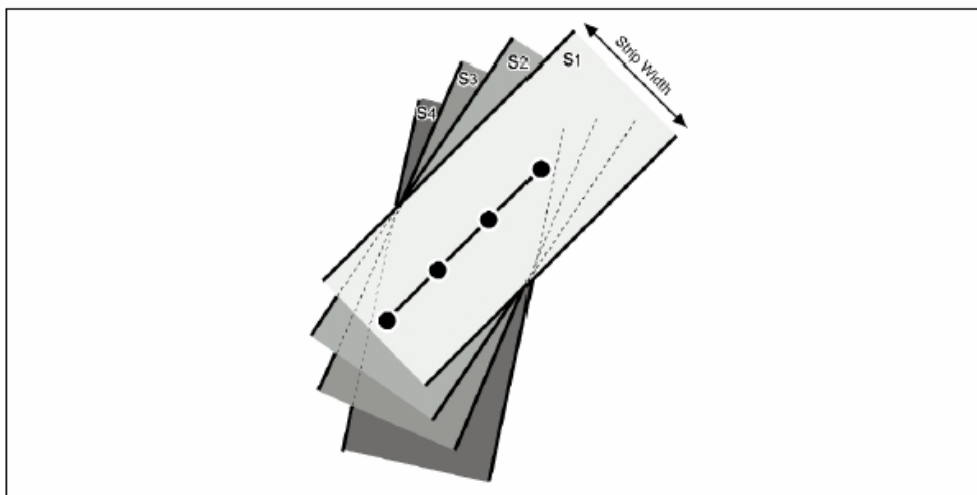


Figura 13. Alineaciones duplicadas debido a que diferentes bandas (S1-S4) comparten los mismos puntos. La alineación detectada no será considerada como final sino hasta pasar por el filtro o prueba de redundancia (Modificada de Arcasoy et al., 2004).

Las alineaciones que son consideradas como alineaciones refinadas, o validas, son aquellas que sobreviven a estos procesos de filtrado.

Aunque el método Brandle-Ancochea ha sido empleado en la detección de las alineaciones volcánicas previamente (Ancochea y Brandle, 1982; Márquez et al., 1999), en esta tesis se realizaron algunas pruebas relacionadas con la resolución del método. Los detalles de este análisis de sensibilidad se detallan en el Apéndice 3 en donde también se explican con más detalle los parámetros de filtrado usados en esta tesis.

III.3 Catálogo y cartografía de los aparatos volcánicos en el campo volcánico de San Borja

Debido a la gran extensión de la zona estudiada (más de 600 km²) así como a la cubierta vegetal de algunas zonas y la falta de caminos en la región, se hace indispensable el uso de herramientas como las imágenes de satélite y los modelos de elevación digital del terreno.. Antes de este trabajo no se disponía de información confiable respecto al número exacto de los centros eruptivos de este campo, ni de las características físicas de los mismos. En el Apéndice 4 se hace una descripción detallada de la forma en la que se pueden usar las imágenes de satélite en la elaboración de un catálogo de aparatos volcánicos. En esta sección solamente se presentan los resultados más importantes en el contexto de esta tesis.

III.3.1 Volcanismo en el campo volcánico San Borja

En los mapas de las figura 14 y 15, se observan los límites de los productos volcánicos del campo volcánico de San Borja, así como los contornos de las unidades de rocas volcánicas. A la par de esta cartografía, se ha realizado un catálogo de todos los centros de emisión visibles del campo volcánico. Este catálogo se ha basado en la fotointerpretación de los modelos de estéreo-pares sintéticos derivados de las imágenes de satélite Landsat TM, el modelo de elevación digital y los mapas topográficos a escala 1:50000 de INEGI de mas de 10 zonas (Ver Tabla 3 “Catálogo”, Apéndice 5).

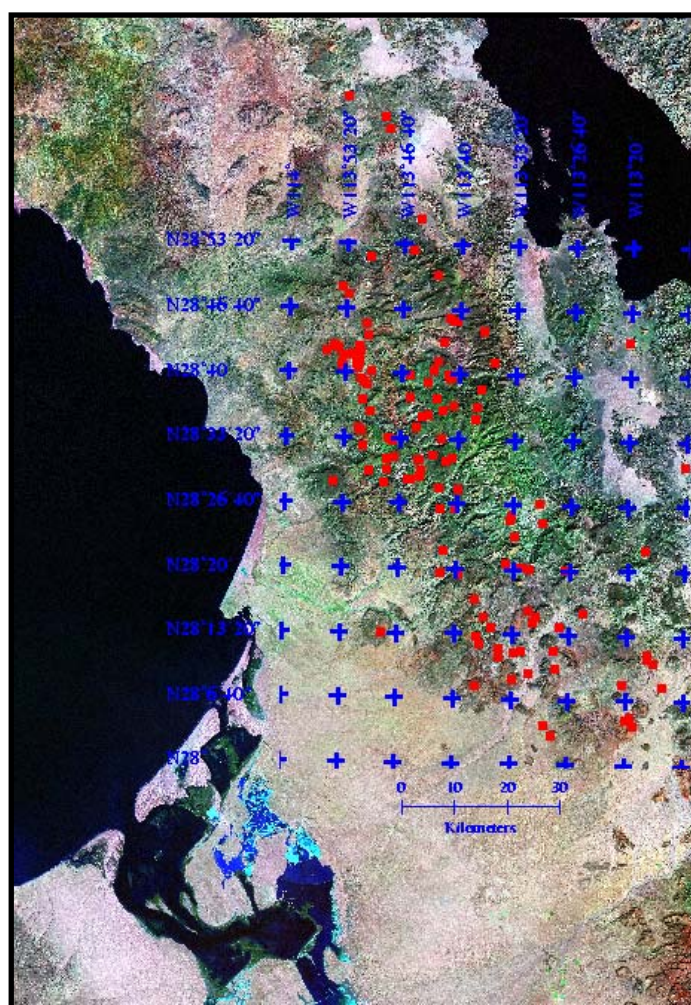


Figura 14. Mapa de la distribución espacial de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja. La mayor densidad de centros eruptivos (puntos rojos) se localiza en el norte del campo aunque la cobertura de edificios volcánicos es relativamente continua en la zona central y sur del campo.

La distribución espacial de este volcanismo monogénético se observa en la figura 14 donde se puede ver que la zona norte tiene algunas áreas con mayor densidad de centros eruptivos. Con base en estos resultados se puede afirmar que el campo volcánico de San Borja está formado por 225 centros monogénéticos de edad Pliocena-Cuaternaria, cuyos productos volcánicos cubren un área aproximada de 6,700 km² entre los 28°10'N - 28°50'N y 113°10'W-113°50'N (Figura 15). Algunas características de estos centros se describen a continuación.

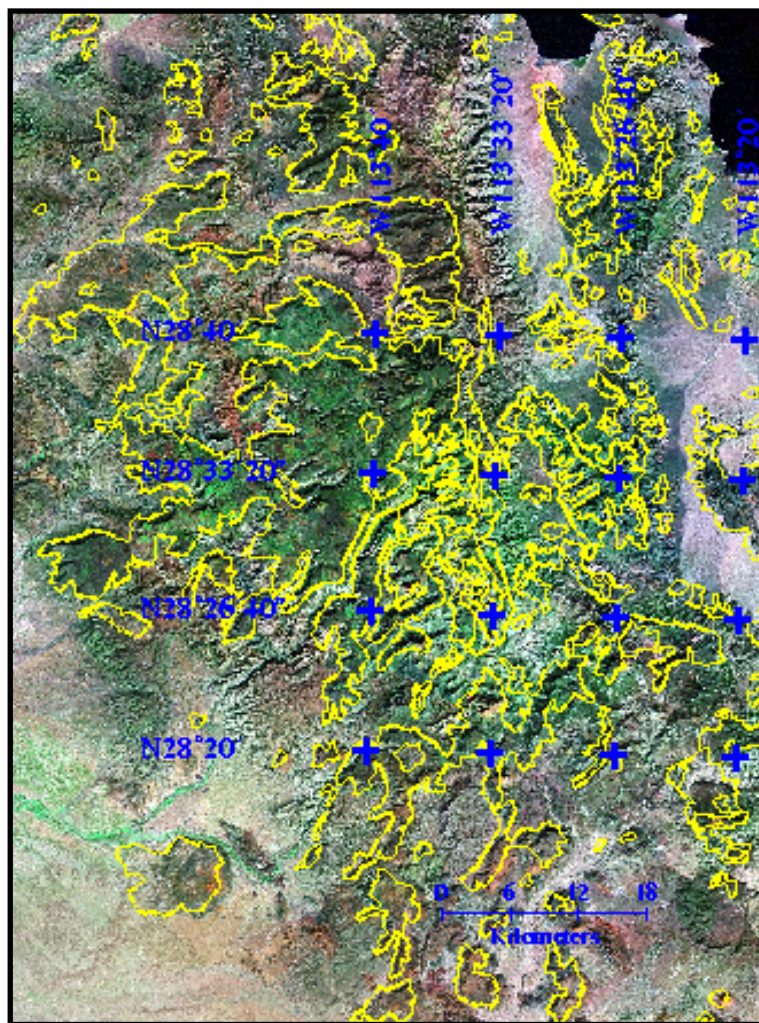


Figura 15. Mapa de localización del campo volcánico de San Borja. Las líneas continuas en amarillo representan los contactos de las rocas volcánicas en esta zona.

III.3.2 Tipos de centros eruptivos

Los aparatos del campo volcánico San Borja pueden clasificarse en dos tipos morfológicos: (1) Conos de escoria con y sin flujos de lava asociados (figura 16) y (2) Mesas coronadas por gruesos flujos de lava y normalmente sin cono en el centro de emisión. (figura 17).

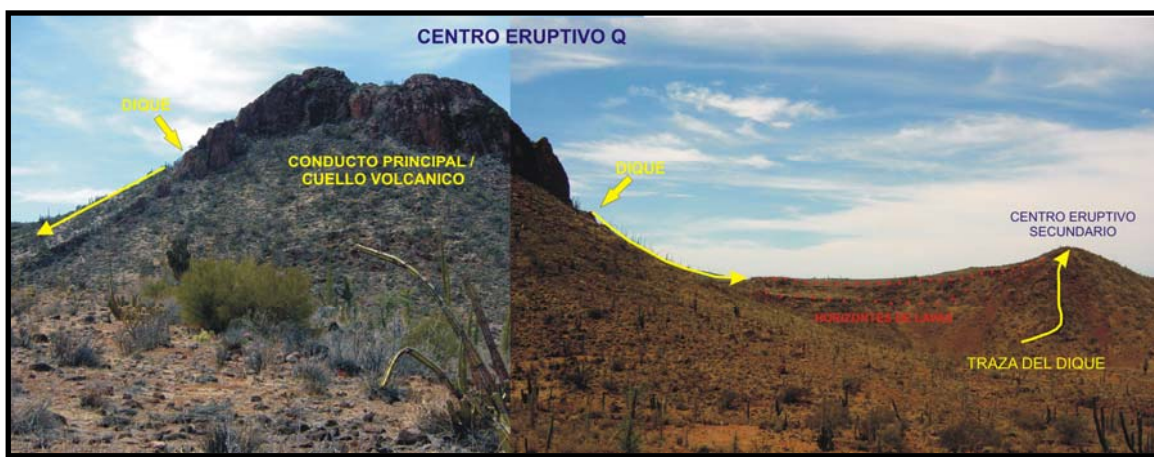


Figura 16. Cono Cinerítico localizado al Norte del campo volcánico de San Borja (28°10' 0''N; 113°33'15''W). Esta fotografía muestra los horizontes de lava y los diques alimentadores de un cuello volcánico, posibles remanentes de un cono cinerítico.

Los conos de escoria son el tipo morfológico más abundante (213; por sólo 14 mesas volcánicas). Las alturas de los 213 conos medidos están comprendidas entre 20 y 300 m (media = 85 m), sus diámetros basales entre 50 y 1650 m (media = 452 m), los diámetros del cráter entre 25 y 400 m (media = 120 m), las relaciones H/Wco (altura del cono/diámetro basal) entre 0.7058 y 0.01875, y los volúmenes entre 303.42×10^{-3} y 0.4×10^{-3} km³. Estos valores para los conos del conjunto del campo volcánico San Borja son similares a los del campo volcánico de Jaraguay localizado a solo 100 km al norte, con valores promedio de 72 m para la altura, 604 m para el diámetro basal, y 160 m para el diámetro del cráter.

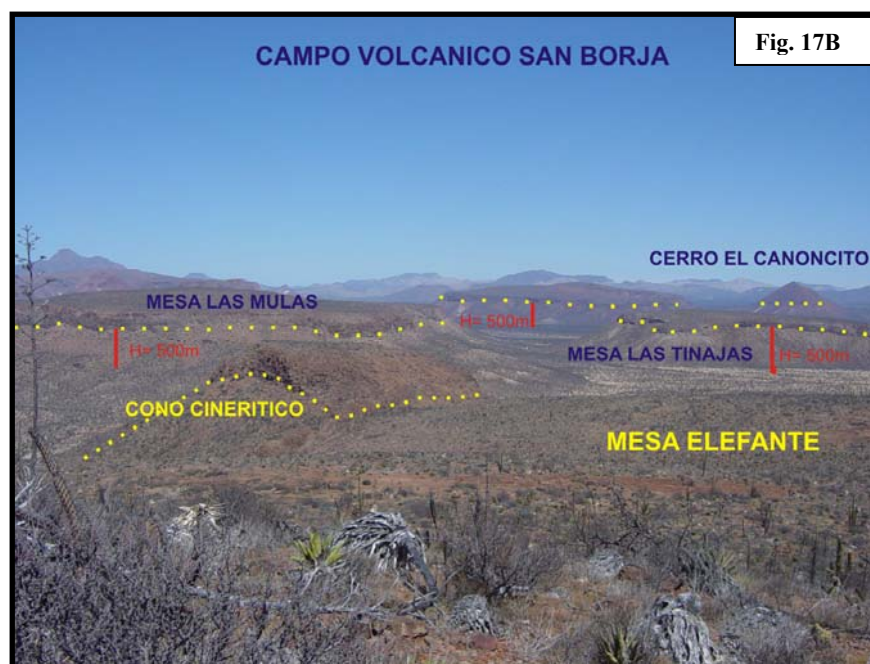
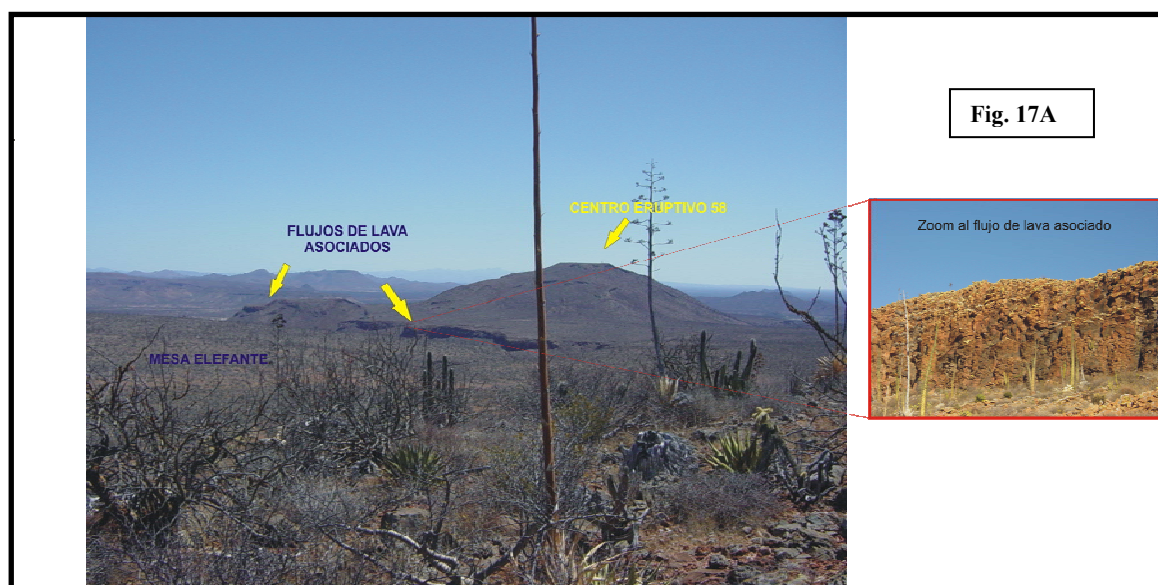


Figura 17. (A) Mesa “El Elefante” coronada por un centro eruptivo al sur del campo volcánico de San Borja ($28^{\circ}10' 0''N$; $113^{\circ}33'15''W$). Los flujos asociados a este centro son claramente visibles. El acercamiento muestra el espesor de este horizonte de lava $\approx 5m$. (B) Vista panorámica desde la Mesa “El Elefante”. Esta fotografía muestra las mesas volcánicas vecinas de “Las Mulas” y “Las Tinajas” coronadas por flujos de lava y sin centro eruptivo asociado visible.

III.3.3 Indicadores morfológicos de la edad de un cono cinerítico

Los indicadores morfológicos que reflejan la degradación de un cono cinerítico pueden ser utilizados en la estimación de la edad del mismo (Scout y Trask, 1971; Bloomfield, 1975; Wood, 1980; Hasenaka y Carmichael, 1985). De acuerdo con Hasenaka y Carmichael (1985) los principales indicadores morfológicos de la edad de un cono cinerítico son: (1) el cociente entre la altura del cono y su diámetro basal (H/W_{co}), (2) ángulo máximo de la pendiente (θ_{max}) tomada como el promedio de mediciones de campo hechas en distintas direcciones, (3) ángulo promedio de la pendiente (θ_{ave}) calculado como la $\tan^{-1}(H/r)$ donde r está dado en la figura 18B; (4) la diferencia entre el ángulo máximo de la pendiente y el ángulo promedio; (5) densidad de zanjas, definido como el número de zanjas determinado a partir de fotografías aéreas normalizadas a 90° de arco y (6) la clasificación morfológica de flujos de lava.

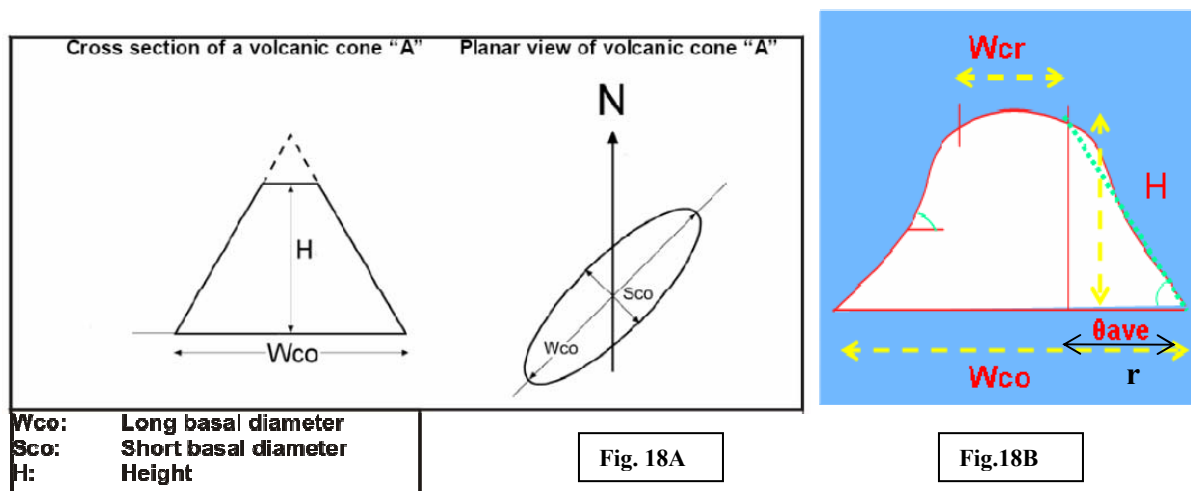


Figura 18. Nomenclatura de los parámetros morfológicos medidos; (A) cono cinerítico idealizado donde se muestra la elongación del diámetro basal W_{co1} : eje largo de la elipse; W_{co2} : eje corto de la elipse; H : altura del cono (Modificada de Arkasoy et al., 2004). (B) Diagrama esquemático de un cono erosionado donde se muestran algunos parámetros secundarios medidos: W_{cr} : diámetro del cráter; θ_{ave} : Pendiente promedio (Modificada de Hasenaka y Carmichael (1985)).

Con ayuda de los estéreo-pares sintéticos, el modelo de elevación digital y los mapas topográficos 1:50000, en esta tesis se han medido: el diámetro basal (W_{co}), la altura (H), el diámetro del cráter (W_{cr}) y se han calculado las relaciones entre altura y diámetro basal (H/W_{co}), y la pendiente promedio para cada uno de los centros eruptivos visibles del campo volcánico San Borja (Figura 18A) (Catálogo, ver Apéndice 5). Adicionalmente, Hasenaka y Carmichael (1985a) establecen una serie de criterios para poder clasificar a los conos según su estado de erosión. Los conos más viejos y degradados presentan menores ángulos de la pendiente, mayor desarrollo de capas vegetales, zanjas más grandes y profundas, además de estar pobremente disectados. Además, los productos volcánicos de estos conos presentan un grado mayor de oxidación e intemperismo en relación con los conos más jóvenes. Los cráteres de los conos viejos están rellenos de ceniza proveniente de las erupciones de otros volcanes, así como de los residuos erosionados de las pendientes más altas de los propios cráteres. Algunos de los conos más viejos pueden presentar formas redondeadas o aplanadas, cráteres y pendientes sumamente disectados. Estos conos pueden estar completamente enterrados o tener ángulos de pendiente sumamente suaves. Todos estos indicadores fueron considerados en el análisis morfológico de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja (Apéndice 5). Una aplicación adicional que puede darse a los parámetros morfométricos que se desprenden del estudio morfológico es el cálculo de volumen de conos cineríticos a partir de los parámetros calculados de altura del cono (H), diámetro basal (W_{co}) y diámetro del cráter (W_{cr}). Es común que la mayoría de los conos cineríticos muestran una forma cónica simétrica, sin embargo también puede darse el caso de conos que hayan eruptado en superficies o basamentos inclinados de manera que presenten formas elongadas o disectadas. Para homogeneizar el criterio, Hasenaka y Carmichael (1985a) sugieren que las mediciones de W_{co} y W_{cr} deben ser definidas como las medias aritméticas de los valores máximo y mínimo del diámetro del cono y del cráter. H se define como la diferencia en elevación de entre la cima del cono y su base, mientras que la elevación basal es la media entre los valores basales máximo y mínimo. Cuando el cráter no es visible en los mapas topográficos, el diámetro un tanto aplanado de la cima puede aproximar el valor del diámetro del cráter. El catálogo de los centros eruptivos

incluye el volumen en km^3 de los conos cineríticos del campo volcánico de San Borja calculado a partir de la expresión propuesta por Hasenka y Carmichael (1985a):

$$\text{Volumen} = \frac{\pi H}{12} * [W^2_{cr} + W_{cr} * W_{co} + W^2_{co}]$$

Donde W_{co} (diámetro basal), W_{cr} (diámetro del cráter) y H (altura del cono) están en km. Los volúmenes individuales calculados para cada centro eruptivo se enlistan en el catálogo de centros eruptivos (Apéndice 5).

III.3.4 Calibración del fechamiento morfológico relativo

El alcance de las técnicas de fechamiento relativo, por ejemplo aquellas que se basan en rasgos morfológicos, se potencializa al combinarlas con un método de fechamiento absoluto. Scout y Trask (1971), Bloomfield (1975), Wood (1980), Hasenaka y Carmichael (1985) muestran en sus trabajos acerca de la morfología de conos cineríticos y otros centros eruptivos, que es posible obtener una estimación de la edad relativa de un centro eruptivo a partir de ciertos indicadores geomorfológicos. Este tipo de fechamiento relativo ha sido ampliamente aplicado en diversos campos volcánicos. En México este método fue aplicado por Hasenka y Carmichael (1985) al campo volcánico Michoacán-Guanajuato y calibrado utilizando edades absolutas de ^{14}C y K-Ar, quienes mostraron que este método de fechamiento relativo es una buena alternativa para determinar edades en campos volcánicos formados por un alto número de centros eruptivos y en donde el costo de realizar exclusivamente fechamientos isotópicos absolutos sería demasiado alto y prácticamente prohibitivo.

En este trabajo se combinaron fechamientos relativos (morfológicos) y absolutos ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja. Antes de validar el fechamiento relativo usado en una etapa posterior del análisis de alineaciones, es importante pues, hacer un paréntesis y describir la información disponible en cuanto a fechamiento isotópicos en este campo volcánico.

III.3.5 Edad del volcanismo

El campo volcánico de San Borja es uno de los campos volcánicos menos estudiados de la península.

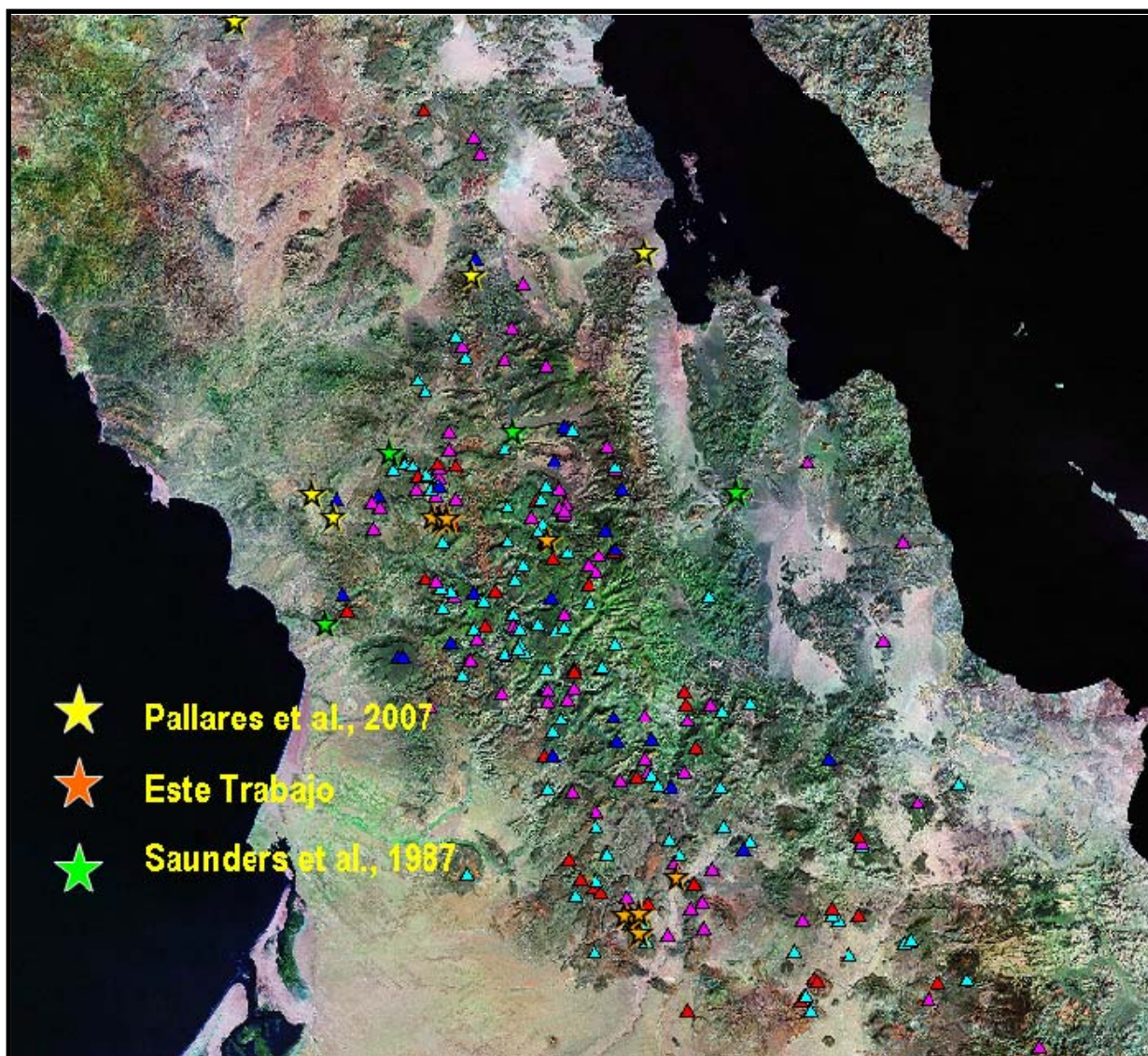


Figura 19. Imagen Landsat donde se muestra la distribución espacial de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja. Las estrellas muestran la localización de los sitios de muestreo con fines geocronológicos realizados por: Saunders et al. (1987), Pallares et al. (2007) y este trabajo. Los fechamientos realizados al sur del campo volcánico en este trabajo constituyen la única fuente de información disponible. El resto de los fechamientos realizados por otros autores estaban concentrados en la periferia de la zona Norte de este campo.

A diferencia de las bases de datos de fechamientos absolutos que existen para los campos volcánicos de La Purísima, San Ignacio, San Quintín y Santa Clara (Benoit et al., 2002; Rojas-Beltrán, 1999; Luhr et al., 1995; Aguilón-Robles et al., 2001; Conly et al., 2005), los datos de edades para el campo de San Borja se reducían a los fechamientos de K/Ar publicados hace más de 10 años por Saunders et al. (1997). Mas aun, estos autores reportan sólo cuatro muestras para todo el campo volcánico, y las localizaciones de estas muestras sólo incluyen la periferia de la zona norte del campo, logrando una mínima cobertura. Recientemente, Calmus et al. (2003), Pallares et al. (2007) y Pallares et al. (2008) reportaron fechamientos adicionales de rocas post-subducción del campo volcánico de San Borja.

En este trabajo se completa este esquema de fechamientos añadiendo a la base de datos existente 9 fechamientos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total. Estos análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fueron realizados utilizando la técnica estandarizada de calentamiento por pasos con Láser descrita por Clark et al. (1998) en el Laboratorio de Investigación de Geocronología de la Queen's University en Kingston, Ontario, Canadá. Los datos de las 9 muestras analizadas se muestran en las tablas y figuras del Apéndice 6. Para los propósitos de este trabajo, se definió la edad de la muestra a partir de la edad de meseta definida cuando las edades aparentes de al menos tres pasos consecutivos que contuvieran un mínimo del 70 % de $^{39}\text{Ar}_k$ liberado, se encontrara dentro de dos veces la desviación estándar (2σ) de la edad de meseta integrada para el segmento. (Ver Tabla V y Apéndice 6 para los detalles de la metodología). Los sitios de muestreo elegidos para este proyecto se concentran en la zona noreste y sureste del campo, ampliando la cobertura de las zonas muestreadas previamente (Figura 19). Estos nuevos fechamientos isotópicos, junto con los otros fechamientos publicados, nos permiten constreñir mejor los periodos de actividad volcánica en el campo volcánico de San Borja, estableciendo que ésta se extiende desde tiempos de la subducción activa hasta el Cuaternario (14.56 ± 0.46 Ma a 0.57 ± 0.17 Ma). Sin embargo, el cronograma de la figura 20 muestra que la actividad volcánica en el campo volcánico San Borja no fue continua, sino que al parecer existen varios periodos, sin actividad volcánica (1: entre los 8 y 6.5 Ma; 2: 6.5 a 5 Ma; 3: 2.81 a 0.57 Ma) .

Tabla V. Compilación de fechamientos isotópicos de las rocas volcánicas del campo volcánico de San Borja

MUESTRA	EDAD	METODO DE		LOCALIZACION			ESTUDIO
		FECHAMIENTO	EASTING	NORTHING	LATITUD	LONGITUD	
SB1_039r	4.45 ± 0.49 ¹	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	247101.60	3118836.75	28.170833	-113.57500	Este trabajo.
SB3_062	8.24 ± 0.28 ¹	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	246887.35	3120288.73	28.184114	-113.57822	Este trabajo.
SB4_046r	9.22 ± 0.72 ¹	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	253718.00	3124919.00	28.228722	-113.50967	Este trabajo.
SB5_040r	9.39 ± 0.15 ¹	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	248076.10	3119740.15	28.179167	-113.56528	Este trabajo.
SB6_00Q	10.0 ± 0.23 ¹	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	234350.09	3170714.79	28.636111	-113.71667	Este trabajo.
SB8_00b	6.50 ± 0.18 ¹	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	221474.75	3172247.13	28.647222	-113.84861	Este trabajo.
SB9_030	3.85 ± 0.18 ¹	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	220640.86	3173391.81	28.655158	-113.85171	Este trabajo.
SB10_089A	3.73 ± 0.18 ¹	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	221273.17	3172744.08	28.651869	-113.86528	Este trabajo.
SB11_89B	3.53 ± 0.18 ¹	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	221273.17	3172744.08	28.651869	-113.86528	Este trabajo.
BC05-47	8.12 ± 0.22	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	205926.00	3172683.00	28.649500	-114.00833	Pallares et al. (2007)
BC05-46	10.8 ± 0.26	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	202882.00	3175457.00	28.673806	-114.04017	Pallares et al. (2007)
BC05-40	10.71 ± 0.31	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	225120.00	3204686.00	28.942250	-113.81994	Pallares et al. (2007)
BC05-42	14.56 ± 0.46	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	249255.00	3207867.00	28.975889	-113.57328	Pallares et al. (2007)
RO96-25	0.57 ± 0.17	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	N/D	N/D	N/D	N/D	Calmus et al. (2003)
BC97-19	2.81 ± 0.12	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	N/D	N/D	N/D	N/D	Calmus et al. (2003)
BC97-23	2.91 ± 0.08	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	N/D	N/D	N/D	N/D	Calmus et al. (2003)
BC97-22	3.00 ± 0.11	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	N/D	N/D	N/D	N/D	Calmus et al. (2003)
BC97-17	3.01 ± 0.13	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	N/D	N/D	N/D	N/D	Calmus et al. (2003)
BC97-18	3.31 ± 0.11	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	N/D	N/D	N/D	N/D	Calmus et al. (2003)
BC97-21	3.72 ± 0.10	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	N/D	N/D	N/D	N/D	Calmus et al. (2003)
RO96-24	9.68 ± 0.25	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	N/D	N/D	N/D	N/D	Calmus et al. (2003)
SB.8.8.1	13.50	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	261839.59	3175728.01	28.686881	-113.43747	Saunders et al. (1987)
SB.8.8.6	18.50	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	261839.59	3175728.01	28.686881	-113.43747	Saunders et al. (1987)
SB.2.1	3.80	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	213690.41	3181043.65	28.725028	-113.93108	Saunders et al. (1987)
SB.5.2	12.80	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	231035.62	3183932.17	28.754806	-113.75439	Saunders et al. (1987)
SB.18.1	Holoceno	$^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$	204722.62	3158480.9	28.519633	-114.01699	Saunders et al. (1987)

¹ Edad reportada como edad de meseta.

La Figura 20 nos permite dividir la actividad volcánica de la zona en dos etapas Miocenas (Entre 8 – 12 Ma y un pulso a los ca. 6.5 Ma), y otra durante el Plioceno (5 – 3 Ma) que se extiende hasta el Cuaternario. Estas edades muestran que el pulso de actividad en el

Mioceno-medio en el campo volcánico de San Borja es contemporánea con la fuerte actividad que se registraba en la mayoría de los campos volcánicos post-subducción de la península para ese tiempo.

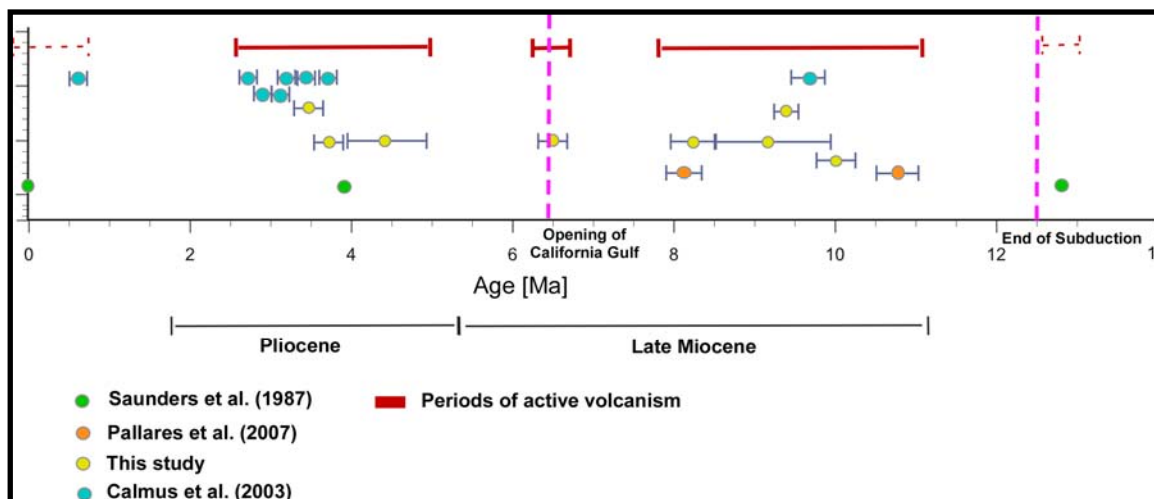


Figura 20. Cronograma de la actividad volcánica en el campo volcánico de San Borja durante los últimos 12.5 Ma. Las barras muestran los intervalos donde la actividad pudo ser mas continua y los diferentes colores señalan la proveniencia de los datos utilizados para crear esta gráfica. Las líneas punteadas marcan las dos transiciones tectónicas mas importantes en este periodo: el final de la subducción y el inicio del rift y apertura del Golfo de California.

De manera similar, durante el Plioceno la generación de andesitas magnésicas en San Borja alcanza un pico (Calmus et al., 2003). Esta actividad fue contemporánea a los pulsos de volcanismo asociados a la apertura del Golfo de California localizados principalmente al este del escarpe del Golfo y a la actividad de los campos volcánicos de Santa Rosalía y San Ignacio, aunque en estos campos se estaban produciendo otros tipos magmáticos.

Independientemente de éstos resultados, puesto que el análisis de alineaciones de centros eruptivos es nuestro siguiente paso, es conveniente filtrar la población de centros eruptivos identificados y catalogados en este trabajo a partir de sus edades. Para conseguir esta clasificación por grupos de edades tomamos los resultados del análisis morfológico y los combinamos con los resultados de los fechamientos absolutos (edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) con la finalidad de “calibrar” la clasificación hecha a partir de los rasgos morfológicos principales. Una vez determinados estos parámetros, se calcularon las relaciones H/Wco

(altura del cono/ diámetro basal) para cada centro eruptivo y encontramos que éstas varían entre 0.7058 y 0.01875 en el campo volcánico de San Borja. Posteriormente, graficamos las relaciones H/Wco de las muestras analizadas para los fechamientos absolutos vs. sus edades isotópicas correspondientes (Figura 21). Esta figura nos permite verificar que a pesar de que existe una alta dispersión entre estas dos series de datos, hay una clara correlación entre los valores más altos del cociente (H/Wco) ($H/Wco > 0.34$) con las edades mas jóvenes ($T < 4.5$ Ma) y entre los valores más bajos de H/Wco ($H/Wco < 0.199$) con las edades más viejas ($T > 8.5$ Ma).

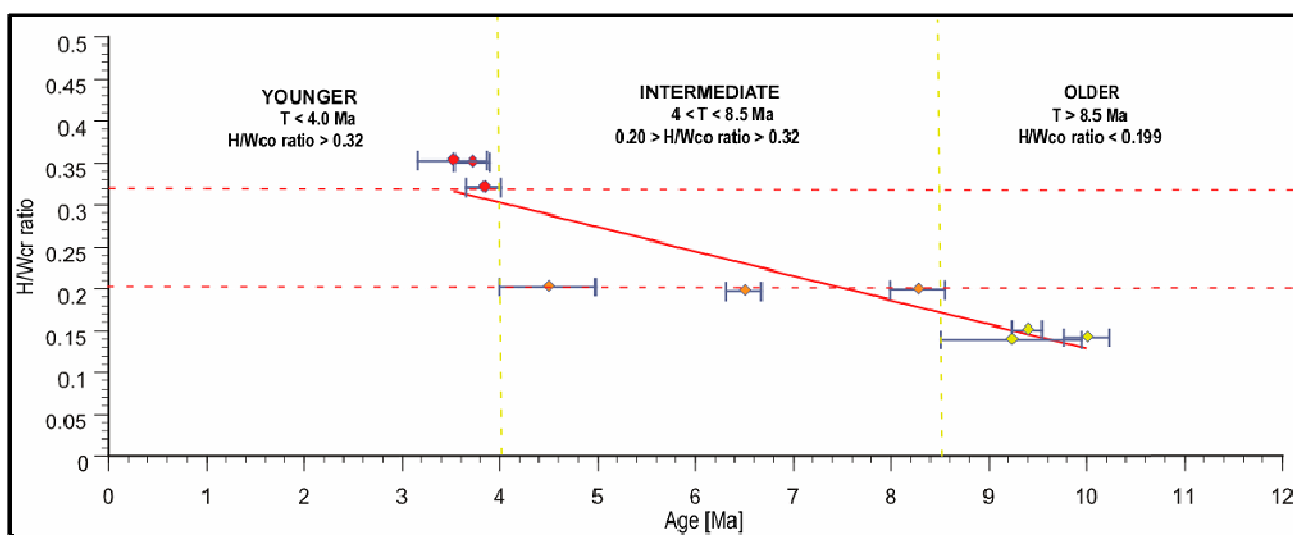


Figura 21. Gráfica de Edad versus cociente de los parámetros morfológicos altura/diámetro basal (H/Wco) para las muestras del campo volcánico de San Borja analizadas para este trabajo. La línea sólida en rojo representa el mejor ajuste por mínimos cuadrados a la serie de datos y las líneas punteadas marcan los límites de los grupos formados. Cada edad ha sido representada con su barra de error correspondiente.

El grupo intermedio con valores del cociente entre 0.20 y 0.32 es el que presenta mayor dispersión, aunque la correlación es suficiente como para inferir un grupo intermedio de edades en el rango de 4.5 a 8.5 Ma. De este modo la clasificación final por grupos de edades de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja usada en el análisis de alineaciones es la siguiente:

Tabla VI. Clasificación de Centros Eruptivos por grupos de edades.

GRUPO	RANGO DE EDAD	COCIENTE H/D	COCIENTE H/D PROMEDIO DEL GRUPO	NUMERO DE CENTROS ERUPTIVOS
1	< 4.5 Ma	.70588 - .3200	.39286	14
2	4.5 - 8.5 Ma	.31304 - .2000	.24430	102
3	> 8.5 Ma	.19592 - .01875	.13588	111

El grupo 1 con los centros eruptivos más jóvenes solamente incorpora 14 centros, por lo tanto este grupo no será considerado para el cálculo de las direcciones preferenciales de la orientación de centros eruptivos (análisis de alineaciones) debido a que no tiene el número suficiente de datos para poder hacer un análisis estadístico confiable. En contraste, los grupos 2 y 3 cuentan cada uno con cerca del 50 % del total de datos, por lo tanto el grupo intermedio y el de los centros eruptivos más viejos serán los paquetes de datos utilizados en el análisis de alineaciones.

III.4 Análisis de alineaciones del campo volcánico de San Borja.

Uno de los principales problemas en la aplicación de los diversos métodos de análisis de alineaciones de centros eruptivos es la determinación de la población a utilizar. En campos volcánicos monogenéticos es habitual que los edificios se formen en varios episodios eruptivos. En la sección anterior se discutió el esquema temporal de la actividad volcánica del campo volcánico de San Borja y se mostró cuales fueron los principales episodios durante el Mioceno y el Plioceno. De esta manera se clasificaron a los edificios en 3 grupos de acuerdo a su edad morfológica relativa. La figura 22 muestra una imagen del SIG donde se muestran los 227 centros catalogados en este trabajo divididos en 3 grupos de edades de acuerdo con lo que se resume en la Tabla VI. Los parámetros utilizados en el método de detección de alineaciones de Brandle-Ancochea fueron: 1) incremento de la pendiente: 1 minuto; 2) ancho de banda: 1000 m y 3) 500 m como umbral de distancia para considerar a un punto como perteneciente a una alineación 4) 14 puntos por alineación. Este último parámetro fue decidido a partir de un análisis de sensibilidad, los detalles se discuten en el Apéndice 3. Con estas condiciones se realizaron los análisis de

alineaciones correspondientes a los grupos de edad 2 y 3 con 102 y 111 “puntos” respectivamente. Los resultados de dichos análisis se presentan a continuación:

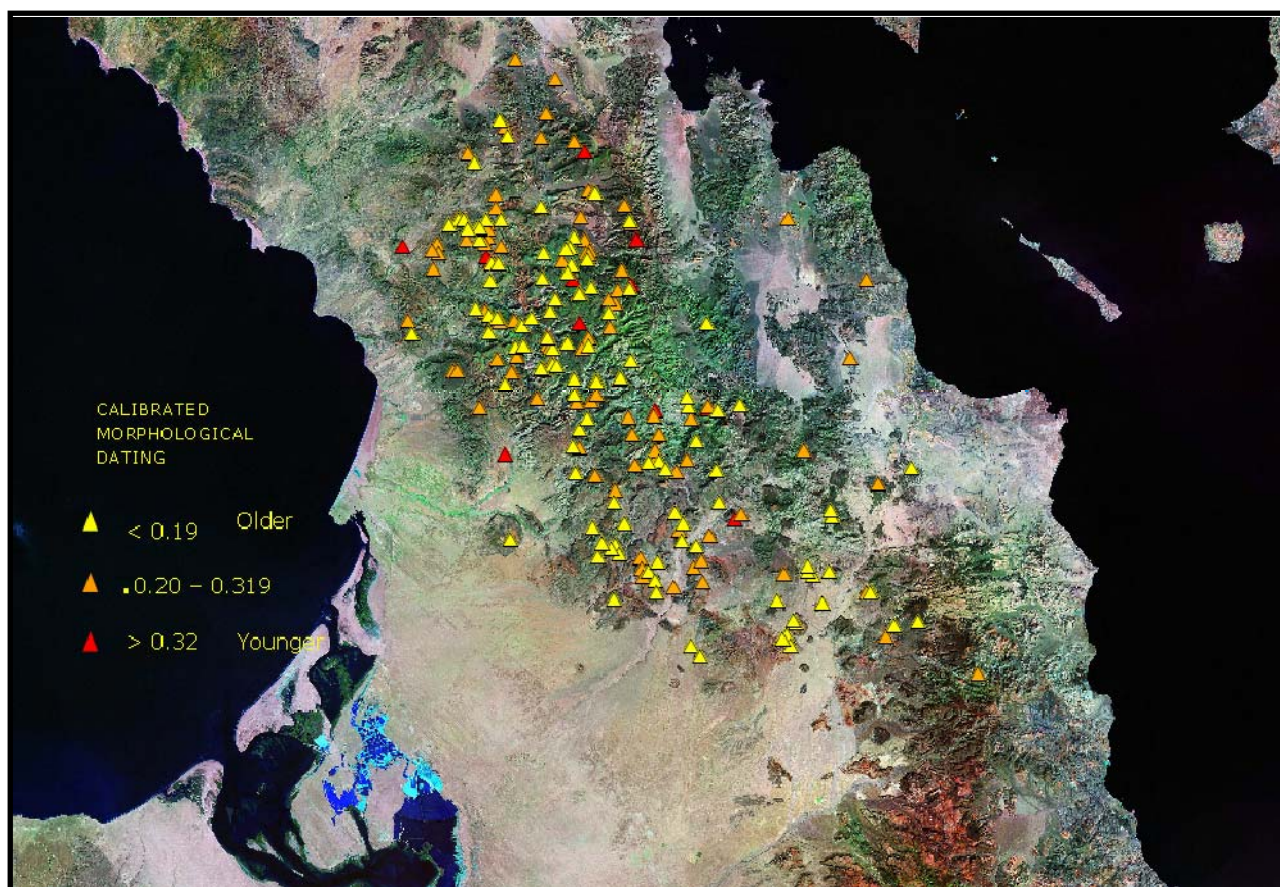


Figura 22. Imagen Landsat donde se muestra la distribución espacial de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja, clasificados a partir del fechamiento morfológico calibrado con edades absolutas. Las estrellas muestran la clasificación en 3 grupos: grupo 1 (Rojo) $T < 4.5$ Ma; grupo 2 (Naranja) $8.5 < T < 4.5$ Ma; grupo 3 (Amarillo) $T > 8.5$ Ma.

III.4.1 Resultados

• Grupo 1 ($T > 8.5$ Ma)

La figura 23 muestra los resultados de las alineaciones encontradas para el grupo 3 (rango de edad > 8.5 Ma). Se detectaron 30 rectas con longitudes entre 29 y 130 km. que presentan direcciones preferenciales NW-SE (las más largas y con mayor número de puntos). El diagrama de rosa de las direcciones de las alineaciones para este grupo muestra una familia

de rectas bien definida con una dirección preferencial apuntando entre 125 y 145° azimut, además hay otras familias de rectas con direcciones NW-SE y N-S subordinadas. Para fines comparativos con el otro grupo, se decidió utilizar a la familia de rectas que muestra la dirección preferencial reduciendo su rango al valor promedio de 146° azimut con una desviación estándar $\sigma_1 = 27.27$ para un total de 30 alineaciones registradas ($n_1=30$).

- **Grupo 2 (4.5 > T < 8.5)**

De manera análoga al caso anterior, la figura 24 muestra los resultados de las alineaciones encontradas para el grupo 2 (rango de edad 4.5 - 8.5 Ma). Para este grupo se detectaron 25 rectas con longitudes entre 47 y 115 km que de manera similar al grupo 3 presentan direcciones preferenciales NW-SE (las más largas y con mayor número de puntos). El diagrama de rosa de las direcciones de las alineaciones para este grupo muestra una familia de rectas bien definida con una dirección preferencial apuntando entre 145 y 170° azimut, además hay otras familias de rectas con direcciones NW-SE y N-S subordinadas. Para fines comparativos con el otro grupo, se decidió utilizar a la familia de rectas que muestra la dirección preferencial reduciendo su rango al valor promedio ($\approx 154.4^\circ$ azimut, $\sigma_2 = 22.14$ y $n_2 = 25$). La comparación entre las direcciones preferenciales para los grupos 2 y 3 de edad muestra que la orientación preferencial de los centros eruptivos cambió de manera muy sutil. Sin embargo es necesario realizar una prueba de significancia de estos dos valores promedios basada en los parámetros del valor promedio, la desviación estándar y el número de alineaciones, para verificar si estas dos direcciones son estadísticamente indistinguibles o no para un intervalo de confianza del 95%. En este caso la tabla de la estadística de “t” de la distribución de T-student muestra que el valor crítico de t es de 1.674116 para $\alpha = 0.05$, por lo tanto se apoyara la hipótesis de que las direcciones promedio encontradas son estadísticamente indistinguibles si el valor de t calculado es menor al valor crítico. A partir de los siguientes datos y la ecuación 1 para calcular t en poblaciones de datos menores a 30, se encontro el siguientes resultado:

$$X_1 = 146.33^\circ, \sigma_1 = 27.27, n_1=30$$

$$X_2 = 154.45^\circ, \sigma_2 = 22.14, n_2=25$$

$$t = \frac{X_2 - X_1}{\sqrt{\frac{(n_1 - 1)s_1^2 + (n_2 - 1)s_2^2 * \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}\right)}{n_1 + n_2 - 2}}} = 1.1966$$

Como $t < 1.67411$ se confirma la hipótesis nula y se concluye que estas direcciones promedio son estadísticamente indistinguibles, implicando que no existieron cambios significativos en la orientación de los centros eruptivos entre el los periodos de actividad que ocurrieron en el Mioceno y Plioceno.

III.4.2 Cálculo de la dirección de máxima extensión instantánea regional ($S_{I\text{regional}}$) y la dirección de máxima extensión instantánea local ($S_{I\text{local}}$).

Como se mencionó en la introducción de este capítulo, es importante conocer la información estructural regional para poder poner en contexto los resultados de las alineaciones de volcanes y las direcciones de los esfuerzos tectónicos principales derivadas a partir del cálculo de las primeras. Por tal motivo, en esta sección se resume la información estructural disponible para toda la Península en los rangos de edad relevantes. El cálculo formal de la dirección del eje de máxima extensión instantánea de una región en particular implica un análisis cinemático de fallas apoyado en el método de Marret y Allmendinger (1990). Este método utiliza los datos de planos y estrías para generar una matriz correspondiente a la parte simétrica del tensor del gradiente de desplazamiento promedio del conjunto de fallas. El uso sistemático de esta técnica ha demostrado sin embargo, que la orientación de éste en una escala tectónica también puede calcularse si se conocen el vector de movimiento relativo de una placa y la frontera con la placa adyacente (Harper et al., 1991; Twiss y Moore, 1992; Petrinovica et al., 2006).

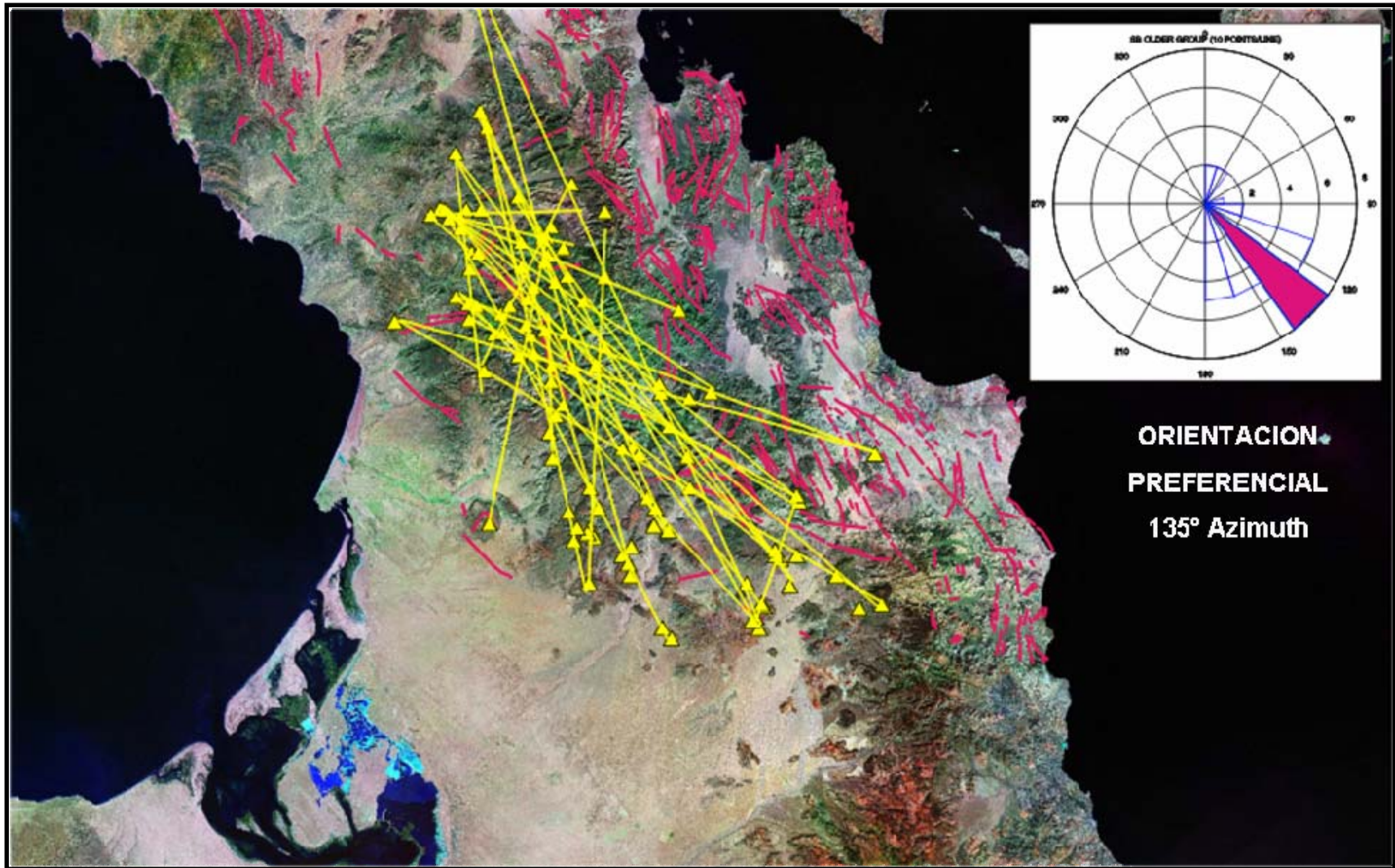


Figura 23. Imagen Landsat TM donde se muestra la posición de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja pertenecientes al grupo 3 ($T > 8.5$ Ma). Las líneas sólidas en amarillo muestran las más de 30 alineaciones encontradas. Las líneas en rosa muestran las fracturas regionales digitalizadas a partir de la cartografía de Gastil et al. (1975). El diagrama de rosa muestra las direcciones de las alineaciones volcánicas. Se observa una familia de alineaciones bien definida NW-SE $\approx 146^\circ$ Azimut.

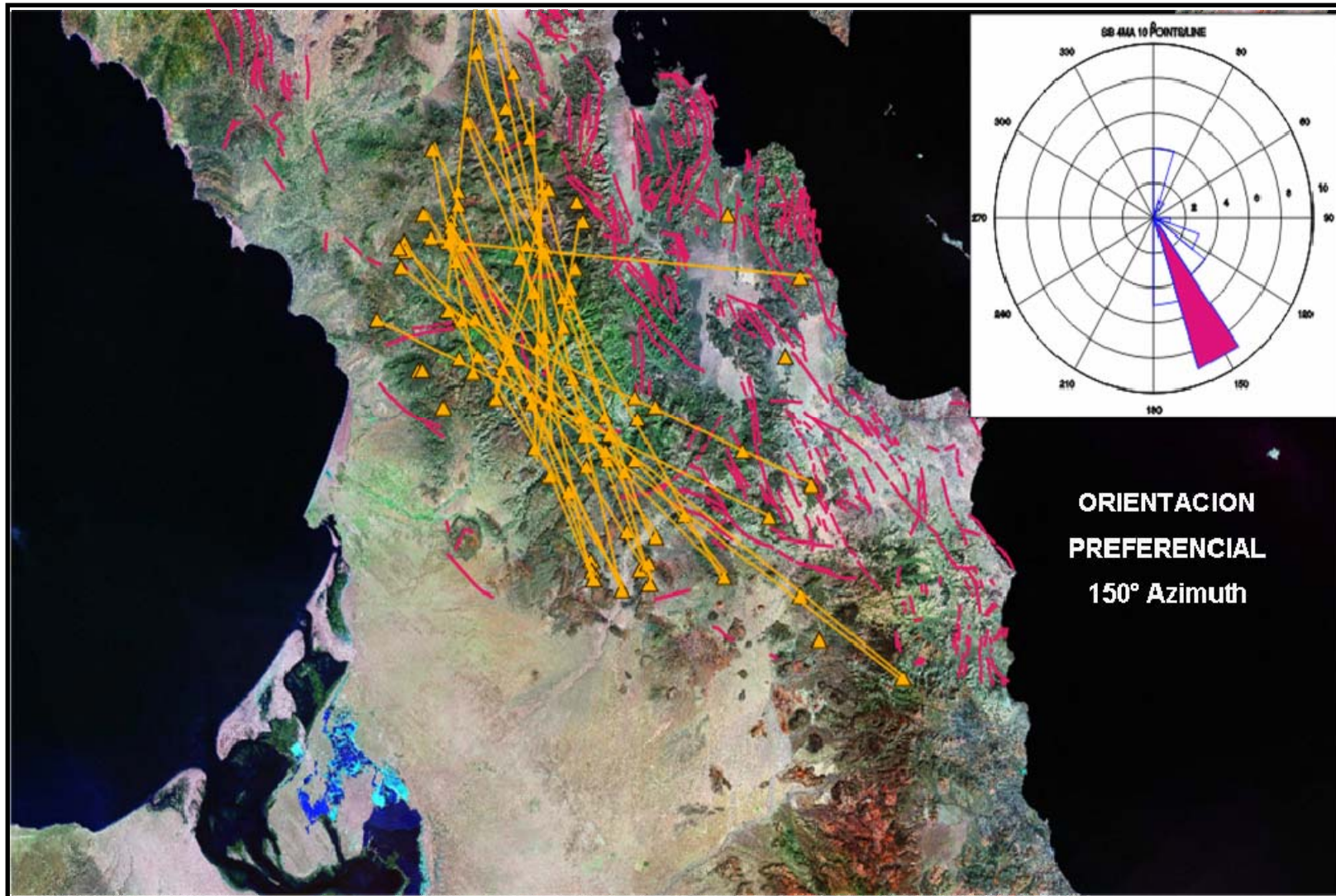


Figura 24. Imagen Landsat TM donde se muestra la posición de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja pertenecientes al grupo 2 ($4.5 < T < 8.5$ Ma). Las líneas sólidas en naranja muestran las más de 25 alineaciones encontradas. Las líneas en rosa muestran las fracturas regionales digitalizadas a partir de la cartografía de Gastil et al. (1975). El diagrama de rosa muestra las direcciones de las alineaciones volcánicas. Se observa una familia de alineaciones bien definida NW-SE $\approx 154^\circ$ Azimut.

Por otro lado, la dirección del eje de máxima extensión debe coincidir con la dirección del esfuerzo mínimo horizontal (σ_3). A un nivel más local, este eje puede ser estimado a través de las alineaciones de centros eruptivos, puesto que dichas alineaciones suelen ser perpendiculares a σ_3 . Sin embargo, puede suceder que la fractura de alimentación (dique) siga una fractura pre-existente implicando que las alineaciones no necesariamente sean perpendiculares a σ_3 . Entonces, teniendo en cuenta esta limitación inherente a la suposición inicial, es posible estimar hasta qué punto el esfuerzo tectónico controla la actividad volcánica al comparar las direcciones de máxima extensión tectónica y local (Figura 26). En principio, si el régimen tectónico controla realmente la actividad volcánica local entonces ambas direcciones deben ser iguales. Si el control tectónico es pobre, ambas direcciones podrían diferir significativamente.

Bajo el régimen transtensivo que existe regionalmente en la Provincia Extensional del Golfo, la orientación esperada del eje de máxima extensión instantánea regional debe bisecar el ángulo que forma el vector de movimiento Pacífico-Norteamérica, y el vector normal a la frontera entre dichas placa (Teyssier et al., 1995) (Figura 25). Atwater y Stock (1998) sugieren que el vector de movimiento Pacífico y Norte-América, entre ≈ 8 y 0 Ma, tiene una orientación de 323° . La componente normal a la frontera entre estas placas en la latitud de la península de Baja California fue calculada en $\approx 253^\circ$ (Spelz-Madero, 2002). Lo anterior significa que la orientación esperada del eje principal de máxima extensión instantánea regional ($S_{1_regional}$) entre los 8 y 0 Ma es de $\approx 288^\circ$. Por otro lado la orientación preferencial de los centros volcánicos pertenecientes al grupo 1 ($T > 8.5$ Ma) es de 146° Azimut y 154° Azimut para el grupo 2 ($4 < T < 8.5$ Ma). La orientación de las alineaciones encontradas es perpendicular al esfuerzo de mínima compresión horizontal (Figura 26), lo que indica que la dirección del esfuerzo de mínima compresión horizontal σ_{3_local} es de 236° azimut para el grupo 3 y 244° para el grupo 2 (Figuras 27 y 28).

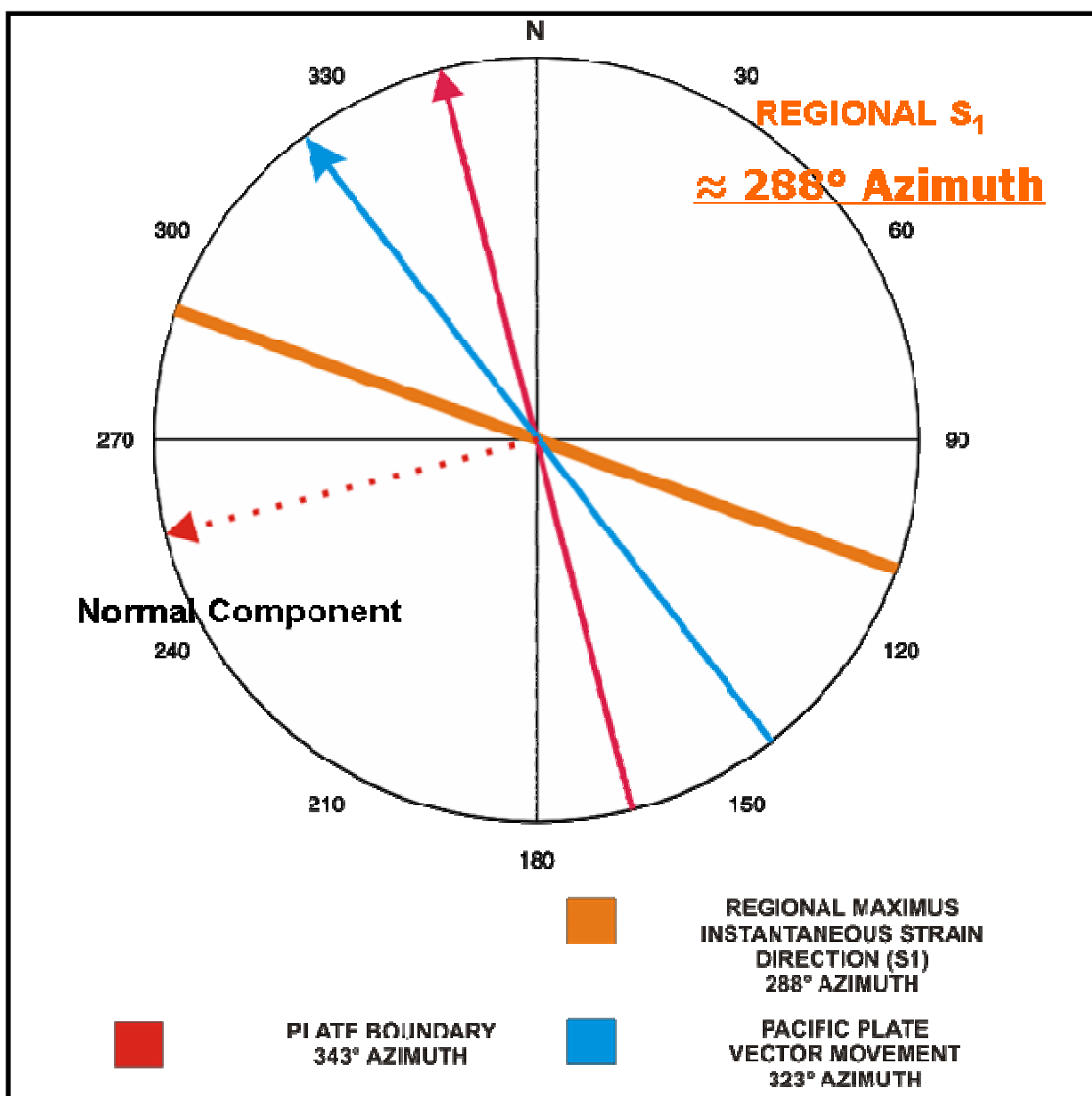


Figura 25. Esta figura muestra el cálculo de la orientación del eje de máxima extensión instantánea para la península de Baja California durante los últimos 8 Ma ($S_{1_regional}$). (Teyssier et al., 1995; Atwater y Stock, 1998). $S_{1_regional}$ debe bisecar el ángulo que forman el vector de movimiento Pacífico - Norte-América y el vector normal a la frontera entre dichas placas. La frontera entre placas está definida por la dirección del sistema de fallas transformes que definen el eje del Golfo de California (Atwater y Stock, 1998). La dirección de $S_{1_regional}$ es de $\approx 288^\circ$.

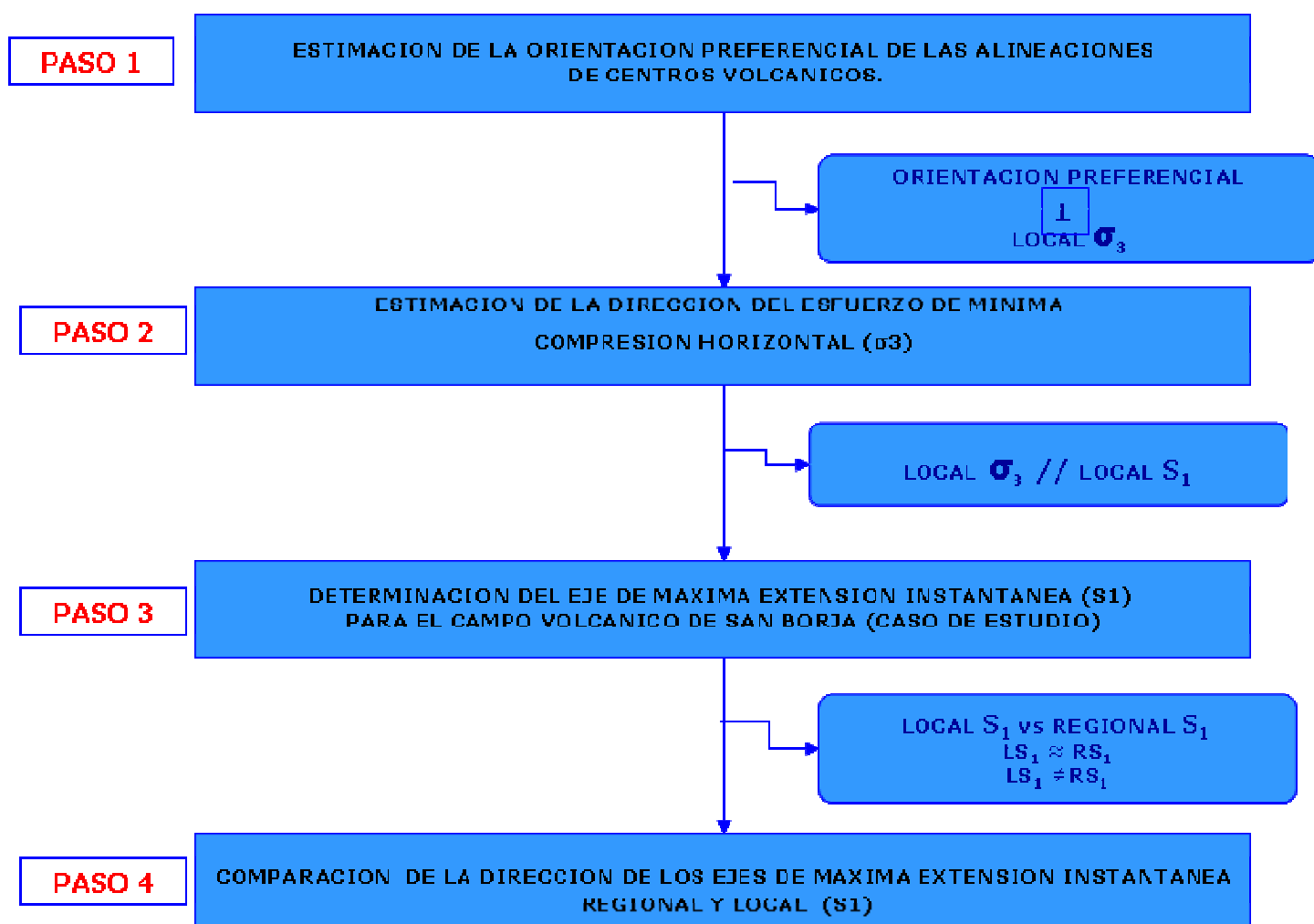


Figura 26. Este diagrama de flujo muestra los pasos a seguir para la determinación de la dirección del eje de máxima extensión instantánea para el campo volcánico de San Borja (S_{1_local}) y su posterior comparación con la dirección calculada del eje de máxima extensión instantánea para la península de Baja California durante los últimos 8 Ma ($S_{1_regional}$).

RESULTADOS (1): COMPARACION DE ORIENTACIONES PREFERENCIALES POR GRUPOS DE EDADES

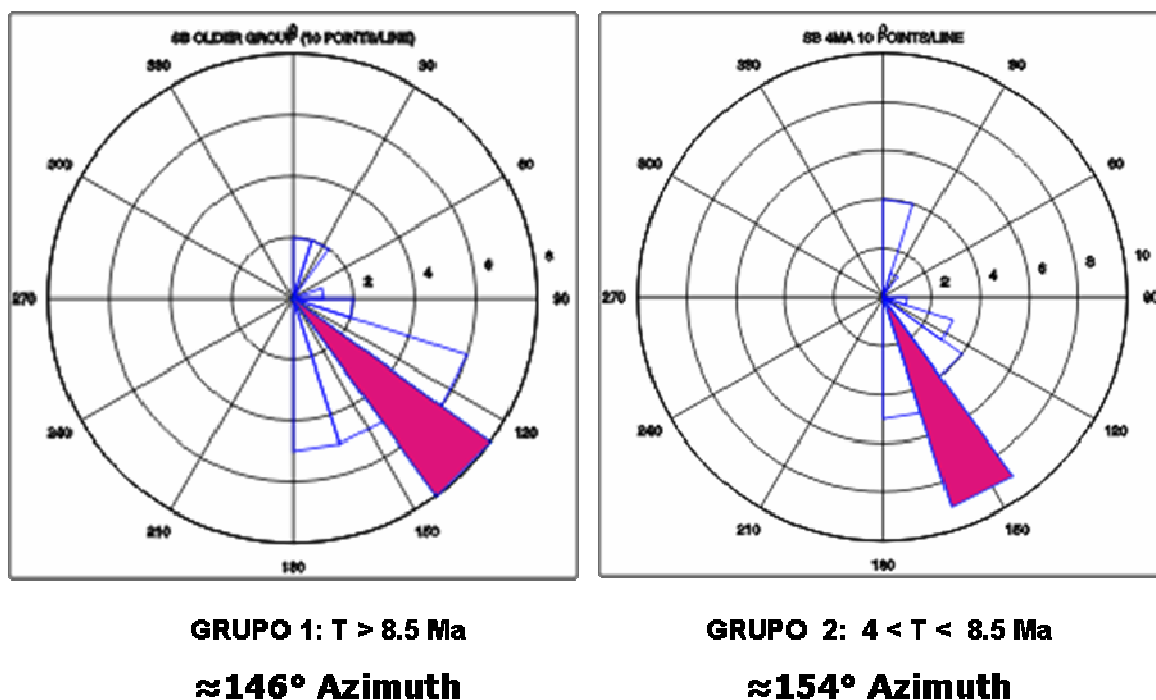


Figura 27. Comparación entre las direcciones de las alineaciones de volcanes encontradas para los grupos de edad 2 y 3. Los diagramas de rosa muestran familias bien definidas para ambos casos orientadas NW-SE con alineaciones promedio de $\approx 146^\circ$ y $\approx 154^\circ$ para los grupos 3 y 2 respectivamente.

Por lo tanto, la diferencia entre las direcciones de los ejes de máxima extensión instantánea regional ($\approx 288^\circ$ Azimut) y locales es de 44° para el grupo 2 ($4 < T < 8.5$ Ma) y de 52° para el grupo 3 ($T > 8.5$ Ma) (Figuras 29 y 30). Evidentemente, esta diferencia es demasiado grande como para poder concluir que existe un control estructural. Esto significa entonces que el control tectónico en el volcanismo del campo volcánico de San Borja no es particularmente significativo. Este resultado se extrapolará al resto de la Península al momento de retomar la pregunta acerca del origen del volcanismo post-subducción en el capítulo 5.

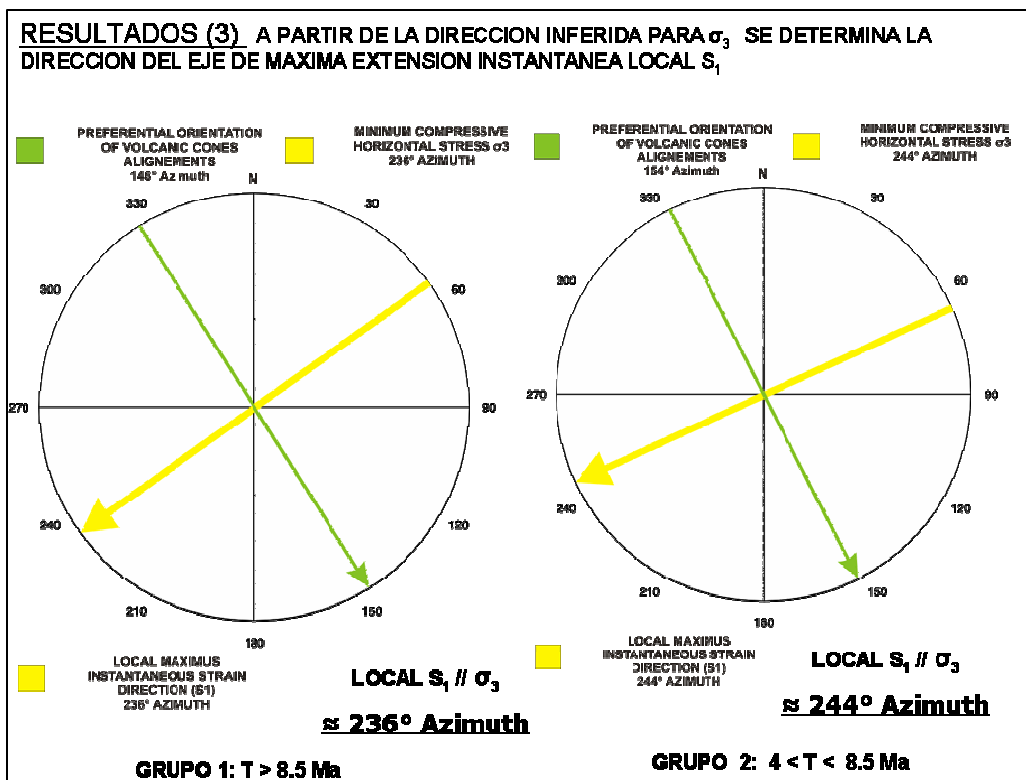


Figura 28. Cálculo de la dirección del esfuerzo de mínima compresión horizontal σ_3 a partir de las direcciones de las alineaciones de volcanes encontradas para los grupos de edad 2 y 3 (σ_3 es perpendicular a la dirección de la alineación preferencial). σ_3 tiene una dirección de $\approx 236^\circ$ y $\approx 244^\circ$ para los grupos 3 y 2 respectivamente.

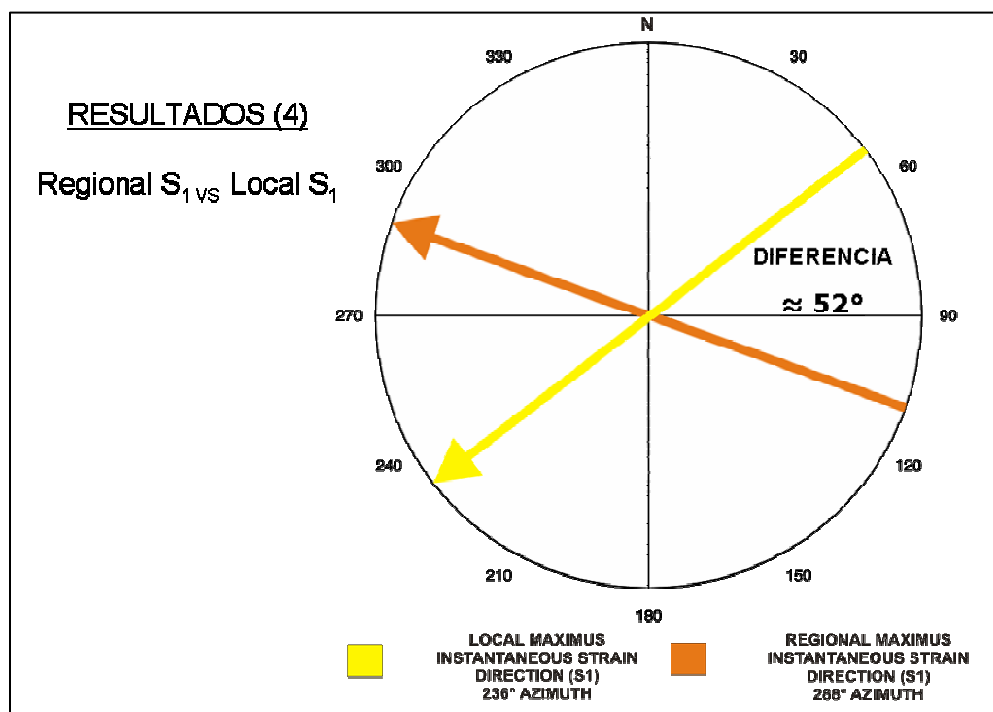


Figura 29.

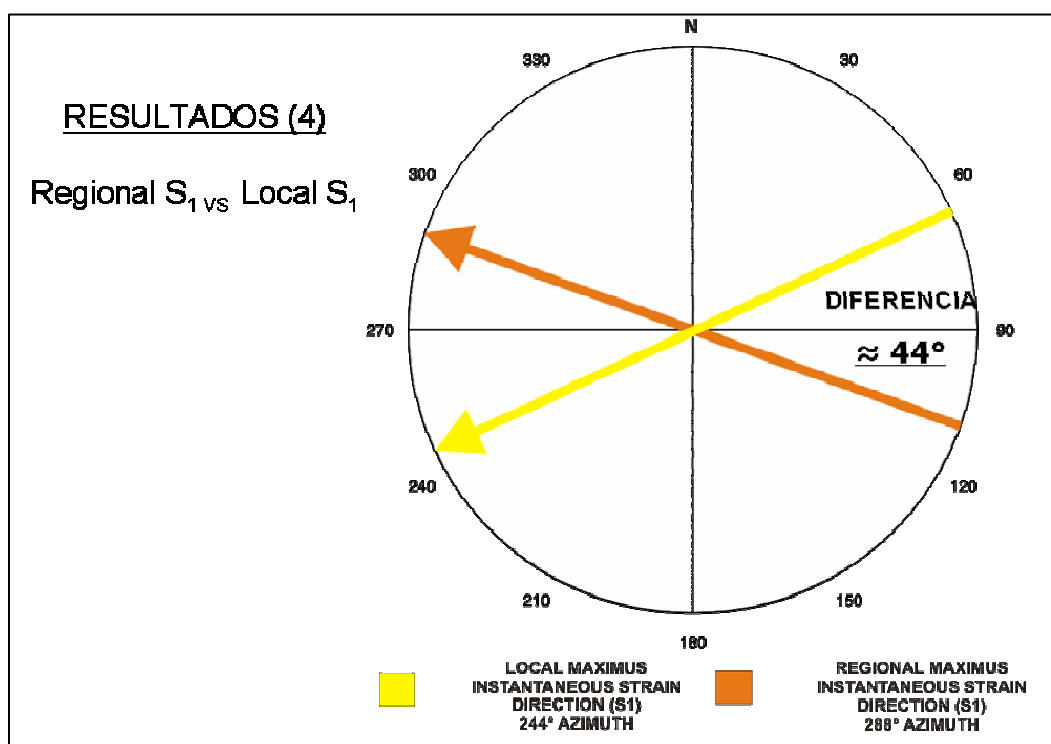


Figura 30. Comparación entre las direcciones de los ejes de máxima extensión instantánea local y regional ($S_{1_regional}$) vs. (S_{1_local}). Para el grupo 2 la diferencia angular entre estas direcciones es de $\approx 44^\circ$.

III.4.3 Resumen de resultados

El siguiente es un resumen de los resultados más importantes de este capítulo:

1. La orientación preferencial de los centros volcánicos pertenecientes al grupo 1 ($T > 8.5$ Ma) es de 146° Azimut y 154° Azimut para el grupo 2 ($4 < T < 8.5$ Ma).
2. La dirección inferida del esfuerzo de mínima compresión horizontal σ_3 es de 236° Azimut para el grupo 1 y 244° para el grupo 2.

Figura 29. (Pág. Anterior) Comparación entre las direcciones de los ejes de máxima extensión instantánea local y regional ($S_{1_regional}$) vs. (S_{1_local}). Para el grupo 3 la diferencia angular entre estas direcciones es de $\approx 52^\circ$.

3. La dirección inferida del eje de máxima extensión instantánea local indica una extensión NE-SW extensión ($\approx 236^\circ$ o 244°).
4. La diferencia entre las direcciones de los ejes de máxima extensión instantánea regional ($\approx 288^\circ$ Azimut) y locales es de al menos 44°
5. Puesto que las direcciones de máxima extensión instantánea regional y local son estadísticamente distinguibles, se puede concluir que la deformación local es independiente de la regional y por lo tanto está controlada por factores adicionales a la evolución tectónica regional.
6. La diferencia obtenida entre estos parámetros sugiere un control limitado de la deformación regional sobre la orientación de los esfuerzos que controlan el emplazamiento del volcanismo en superficie en la Península de Baja California.

Modelo Numérico: Análisis de primer orden del estado de esfuerzos en la Península de Baja California durante los últimos 12.5 Ma.

El análisis de alineaciones planteado en el capítulo 3 sugiere que la orientación de los esfuerzos tectónicos principales en el campo volcánico de San Borja en la parte central de Baja California Central jugó un papel limitado en el control del volcanismo post-subducción en esta región. En este capítulo abordamos la parte complementaria a esta metodología y estudiamos la influencia de cambios en las magnitudes de los esfuerzos tectónicos principales en el fenómeno volcánico de la Península de Baja California. Consecuentemente, el objetivo de este capítulo es cuantificar el cambio en la magnitud de los esfuerzos tectónicos principales en la península de Baja California durante los últimos 12.5 Ma. Para lograr tal objetivo se realizó un análisis de primer orden del cambio en las magnitudes de los esfuerzos mediante un modelo numérico de elemento finito en dos dimensiones. Para poder modelar las complejidades de los periodos de transición tectónica que siguen al final del régimen convergente en Baja California, en este trabajo formulamos y resolvemos un modelo cortical que incorpora la retracción de la placa Farallón y el flujo en el manto asociado a este fenómeno. El modelo usa una placa elástica ideal para simular la litosfera de Norte-América que sobreyace a un fluido Newtoniano incompresible que está forzado en convección a lo largo de la zona de Benioff (Figura 31).

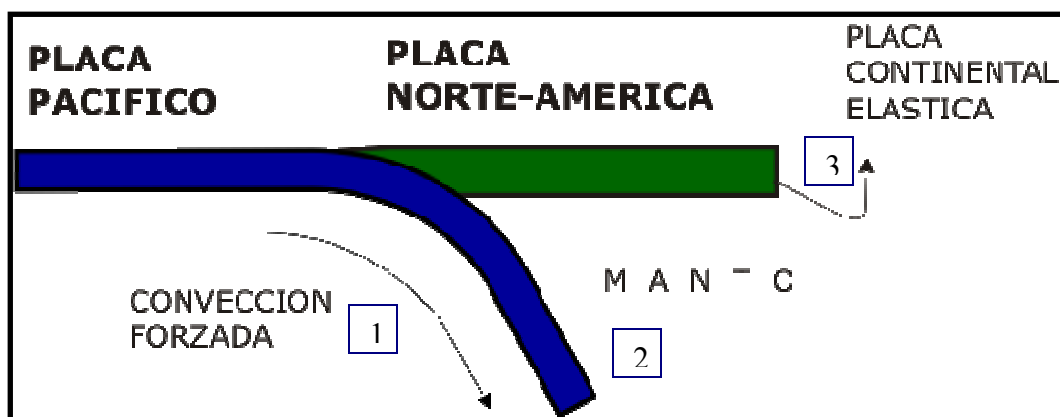


Figura 31. Esquema del modelo cortical en dos dimensiones. La placa Pacífico (2) se encuentra en convección forzada. La placa de Norte-América se considera como una placa elástica ideal (3) que sobreyace a un fluido Newtoniano incompresible que simula la reología del manto (1).

IV.1 Geometría del modelo

La geometría del modelo está basada en una sección rectangular E-W de la península en su parte más ancha, en la región de Vizcaíno, a la altura del paralelo 28° (Figura 32; Romo, 2002) y en secciones de la estructura del Golfo de California y márgenes de Sinaloa (Lizarralde et al., 2006). Estas secciones están basadas en información obtenida de experimentos geofísicos, principalmente, sismología de refracción y en mediciones del campo gravimétrico. Para el caso de Baja California, el modelo “ideal” debería incorporar la deformación debida a la interacción de las placas Norte-América y Pacífico y el efecto de fallas importantes en esta interacción (i.e., falla Tosco-Abreojos). Sin embargo esto sería posible únicamente en un modelado 3D. Si bien se conoce que este tipo de limitaciones son inherentes en el modelado 2D, también se ha establecido que este tipo de efectos en la frontera no involucran un cambio significativo en los procesos que ocurren lejos de la frontera ya que la zona de influencia de las fallas suele limitarse a docenas de kilómetros promoviendo que el efecto sea claramente local (Turcotte y Shubert, 2002). De manera que teniendo en cuenta estas limitantes del modelado 2D, este trabajo considera una configuración simplificada de la geometría original, (Figura 33) pues para el intervalo de tiempo que se pretende modelar, la dirección de transporte de la

península de Baja California era de NW-SE. Sin embargo la proyección de la geometría considerando esta componente oblicua en la dirección de transporte varía exclusivamente por un factor de escala trigonométrico de alrededor de ≈ 1.4 .

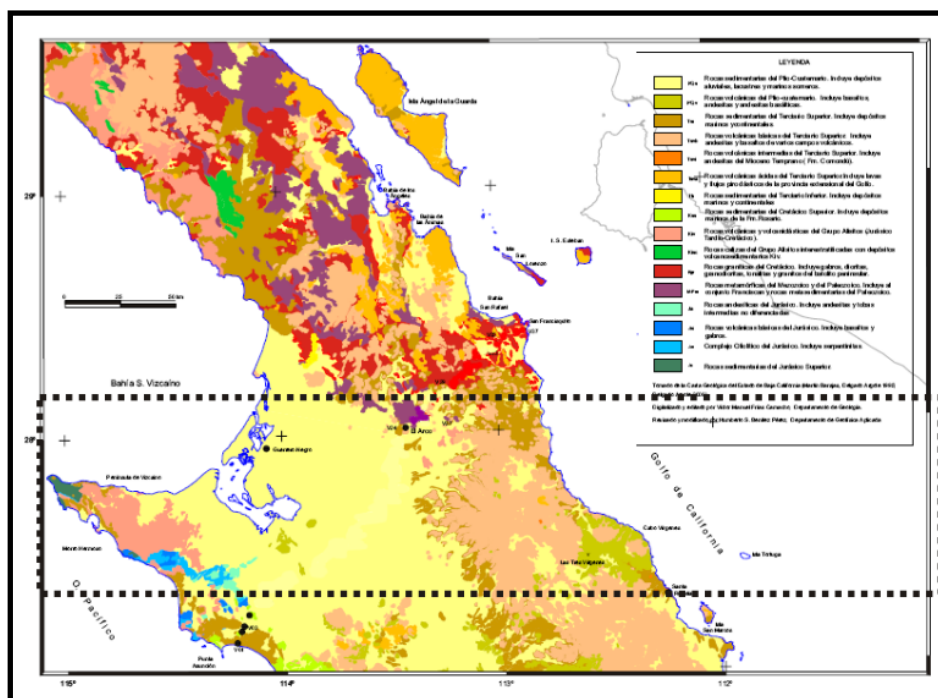


Figura 32. El recuadro muestra la sección transversal de la Península de Baja California que fue considerada para el modelado numérico. Esta sección rectangular abarca desde los límites de la trinchera (≈ 20 km al oeste de Punta Vizcaíno) hasta la costa de Sonora (≈ 320 km al este del mismo punto). El mapa geológico regional simplificado del mapa geológico de 1: 250 000 de INEGI. (Figura tomada de Romo, 2002).

Este factor de escala involucra un cambio en el valor de las magnitudes de los esfuerzos calculados pero no en su distribución. Además, este cambio en las magnitudes no implica ningún cambio significativo en los órdenes de magnitud de los esfuerzos calculados. Por lo tanto, considerando la complejidad de la geometría que incorpora la dirección de transporte, no se justifica el gasto en términos de cálculos y tiempo de cómputo, en el contexto de los objetivos de esta tesis.

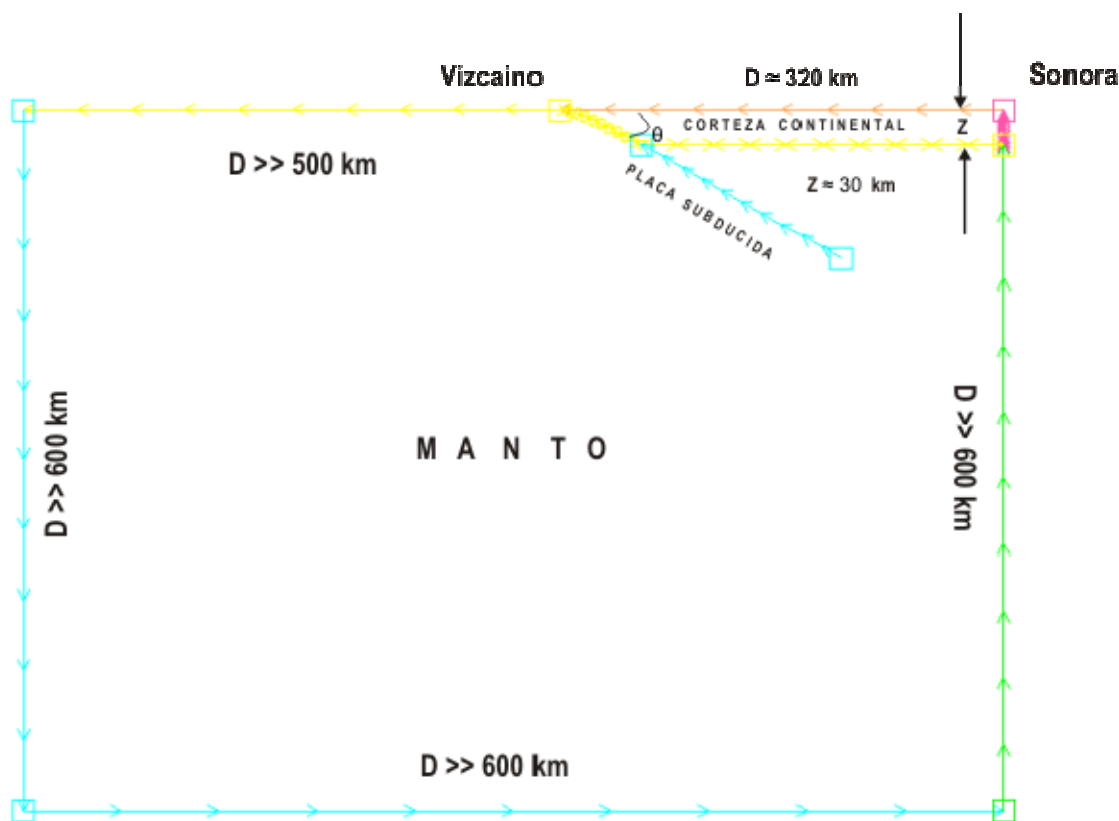


Figura 33. Esta figura muestra la geometría simplificada utilizada para el modelado numérico. Esta configuración simplificada utiliza líneas rectas como representación de las placas y muestra los parámetros físicos (i.e., distancias y ángulo de subducción, entre otros parámetros del modelo considerados en este trabajo.)

Por otro lado, un análisis dimensional de la ecuación de conservación de momento a partir de la cual se calcula el estado de esfuerzos, muestra que el esfuerzo es una función del diferencial de densidad, la constante gravitacional, multiplicado por una longitud característica (L_i) y una función de distancia característica $f(x^*)$ donde la longitud característica es proporcional a la distancia original L en un factor f_e que es cercano a la unidad. Por lo tanto, se considera que el efecto de introducir una longitud característica simplificada en la geometría del modelo no genera ningún tipo de artificio espurio en las soluciones obtenidas.

IV.2 Procesos físicos

En este modelo la deformación está determinada por fuerzas viscosas y de flotación en el manto. Estos procesos están descritos por el siguiente conjunto de ecuaciones:

IV.2.1 Estado de Esfuerzos

IV.2.1.1 Estado de esfuerzos en el continente

Para calcular el estado de esfuerzos en el continente, nos basamos en la ecuación de conservación de momento.

$$\text{div}S = 0, \quad (1)$$

Ecuación de conservación de momento

Donde:

S : Tensor de esfuerzos

Se asume que la corteza tiene una reología elástica, es decir que:

$$S = C \nabla \hat{u}, \quad (2)$$

Ecuación de Elasticidad

Donde

C : Tensor de elasticidad de Cauchy

$\nabla \hat{u}$: Gradiente de desplazamiento (distorsión)

IV.2.1.2 Estado de esfuerzos en el manto

$$\frac{1}{\rho} \nabla P - \eta \text{div}(\Delta \bar{v}) = 0, \quad (3)$$

Ecuación de Navier-Stokes

Donde:

ρ : Densidad

η : Viscosidad

$\bar{v}$: Velocidad de flujo en el manto

P : presión

Considerando que:

$$\text{div}(\bar{v}) = 0, \quad (4)$$

Ecuación de continuidad

Estas ecuaciones describen la reología elástica de la corteza continental (Ecs. 1 y 2) y la reología viscosa del manto (Ecs. 3 y 4).

IV.3 Condiciones de frontera

La dinámica en la interfase manto-corteza está descrita por las siguientes condiciones de frontera:

IV.3.1 Acoplamiento manto-corteza

$$C \nabla \hat{u} \cdot n = (PI - \mu \Delta \bar{v}) \cdot n, \quad (5)$$

Esta expresión establece el acople mecánico entre el manto (1) y la corteza oceánica (2) a lo largo de sus interfaces superior e inferior, así como en la interfase entre el manto y la corteza continental (3) (Figura 31).

IV.3.2 Fuerzas de flotación

Otras condiciones de frontera, incluyen las fuerzas de flotación que actúan en la interfase manto-corteza:

$$F = g u \rho_m, \quad (6)$$

En esta última expresión g representa la aceleración de la gravedad. En el caso donde la corteza esta cubierta por agua, la expresión anterior es remplazada por:

$$F = g u (\rho_c - \rho_w), \quad (7)$$

Donde:

- ρ_c : Densidad de la corteza
- ρ_m : Densidad del manto
- ρ_w : Densidad del agua
- u : Deformación

IV.3.3 Velocidad de placa que subduce

$$V_{subduccion} = V^R + V^{FA} + V^{NA}, \quad (8)$$

Donde:

V^R = Velocidad de retracción

V^{PA} = Velocidad de la Placa Pacífico

V^{NA} = Velocidad de la Placa de Norte-América

La ecuación 7 establece que la placa Pacífico se encuentra en convección forzada a lo largo de la zona de subducción tomando a la placa de Norte-América como fija ($V^{PA} - V^{NA}$) y que la placa se retrae a una velocidad constante.

IV.3.4 Factor de acoplamiento

$$\dot{u}_{Subduccion} = V^{PA} \cdot f, \quad (9)$$

Donde:

$\dot{u}_{Subduccion}$: Velocidad de deformación

V^{PA} : Velocidad de la Placa Pacífico

f : Factor de desacople

Esta relación establece que las velocidades de deformación de la placa continental con respecto a la placa Pacífico. Aquí, f es un factor de desacople. Es necesario introducirlo porque la velocidad de deformación en el interior de la península solo fue una fracción de la velocidad de la Placa Pacífico. El resto de la deformación fue acomodado por la falla Tosco-Abreojos en el borde occidental de la península. Este factor se estimó de la siguiente manera:

Fletcher et al., 2007 indican que el desplazamiento lateral derecho acumulado por las fallas al oeste de Baja California es de 150 km, que aunado a los 450 km de deformación acomodada en la zona del Golfo de California suman un desplazamiento acumulado de 600 km.

Por lo tanto el factor f de desacople mecánico puede estimarse en:

$$f = 450km / 600km = 0.75$$

IV.3.5 Resumen de condiciones de frontera y constantes materiales.

Estas condiciones de frontera se resumen de manera gráfica en la figura 34. Es importante recordar que la metodología plantea modelar las complejidades ocurridas en los tres intervalos de tiempo más significativos desde el punto de vista de la evolución tectónica de la península, es decir:

1. Subducción activa ($T > 12.5$ Ma) (Figura 35a)
2. Fin de la subducción ($12.5 < T < 6.5$ Ma) (Figura 35b)
3. Extensión y apertura del Golfo de California ($T < 6.5$ Ma) (Figura 35c)

Las condiciones de frontera se modifican adecuándolas al escenario tectónico y geodinámico correspondiente. Existen algunos fenómenos que son exclusivos de alguno de los tres periodos mencionados y que no se aplican en otros estadios. Por ejemplo, la velocidad de retracción de la placa que se subduce (V^R) es válida exclusivamente en el periodo de subducción activa. Además, existen cambios importantes en la geometría del modelo para el último periodo ($T < 6.5$ Ma) (Figura 34c). El más importante es el adelgazamiento de la corteza continental que ocurre como consecuencia de la extensión en la región del Golfo de California. Como consecuencia, aparece una velocidad de ascenso del manto que tiene que ser considerada en el cálculo de la magnitud de los esfuerzos tectónicos (Ver Tabla VII). A partir de estas figuras es claro que el único parámetro libre es la velocidad de la placa Pacífico y es entonces a partir de los cambios en las condiciones de frontera de este parámetro y algunos otros efectos agregados tales como el efecto de la retracción de la placa, el adelgazamiento de la corteza, etc., que podemos estimar el cambio en el estado de esfuerzos en la litósfera de Baja California punto a punto.

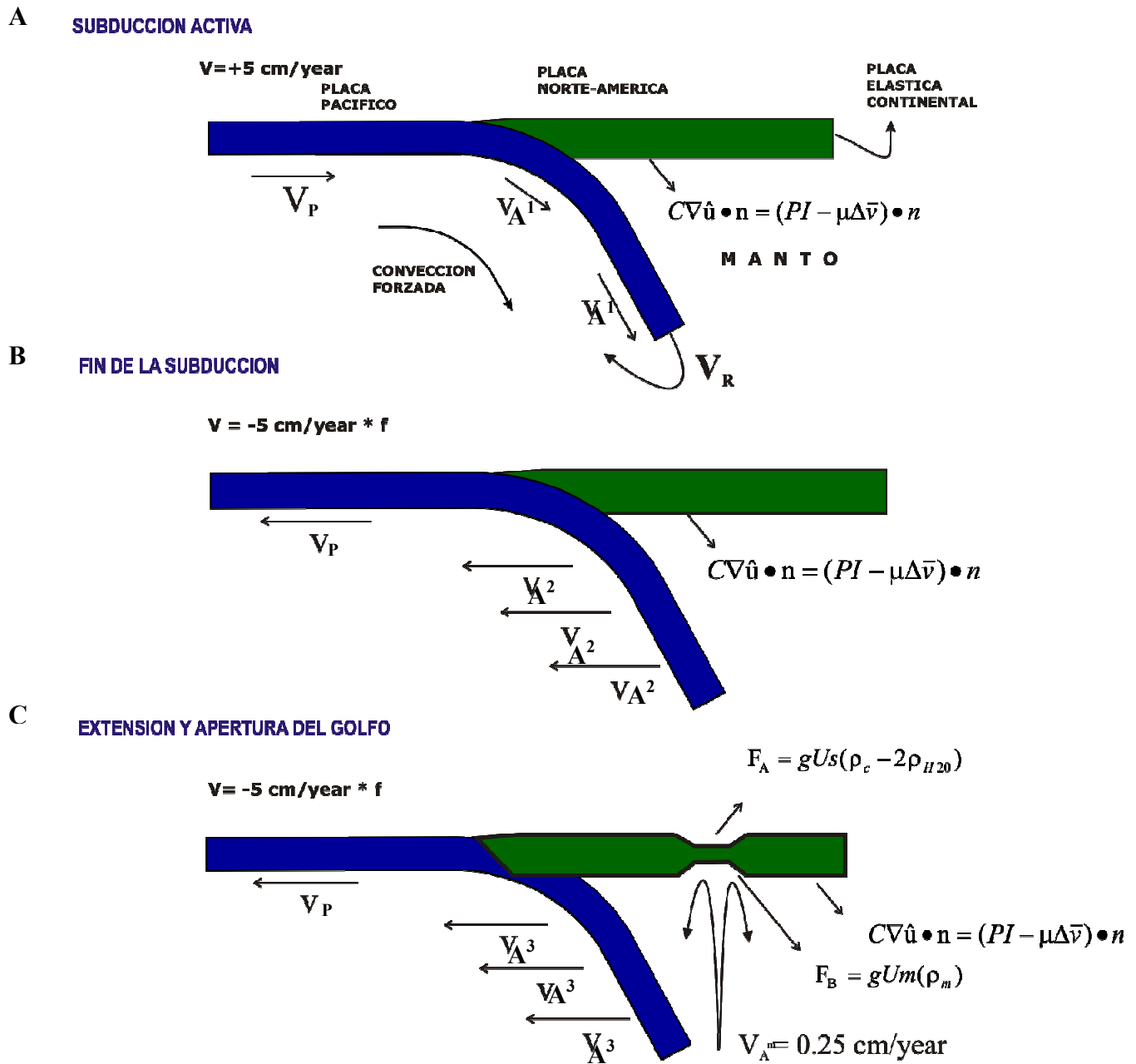


Figura 34. Para obtener el estado de esfuerzos de la placa elástica, alimentamos el modelo con las diferentes condiciones de frontera que prevalecieron durante las diversas etapas de la evolución tectónica de la Península durante los últimos 12.5 Ma, es decir: A; subducción activa ($T > 12.5$ Ma), B; final de la subducción ($12.5 < T < 6.5$ Ma) y C; extensión y apertura del Golfo de California ($T < 6.5$ Ma). La nomenclatura se explica en la tabla 7 bajo el apartado de “Condiciones de frontera”

La siguiente tabla muestra las constantes materiales utilizadas en el modelo, así como las condiciones de frontera utilizadas para cada intervalo de tiempo (i.e., Subducción activa $T > 12.5$ Ma, final de la subducción $12.5 < T < 6.0$ Ma y extensión en el Golfo $T < 6$ Ma).

Tabla VII. Constantes materiales y valores de condiciones de frontera utilizadas en el modelo numérico de elemento finito en 2D.			
CONSTANTES MATERIALES		Valor	Dimensión
MANTO	ρ_m	3300	Kg./m ³
Densidad			
Viscosidad	η_m	0.5*E 10	Pa*sec
CORTEZA	ρ_c	2700	Kg./m ³
Densidad			
Modulo de Young	E	0.5* E 11	Pa
Cste. Gravitacional	g	9.81	m/s ²
Modulo de Poisson	η	0.25	Adimensional
Fuerza de Cohesión	S_0	5.0* E 6	Adimensional
Coeficiente de fricción	k	0.75	Adimensional

CONDICIONES DE FRONTERA				
Variable	Notación	Cálculo	Valor	Dimensión
Velocidad Placa Pacífico ¹	V_p	Vp	5	cm/año
Velocidad de la placa que se subduce. (Subducción Activa)	V_A^1	$V^R + (V_p - V^{NA})$		cm/año
Velocidad de la placa que se subduce. (Fin de la subducción)	V_A^2	-Vp	-5	cm/año
Velocidad de la placa que se subduce. (Inicio de la extensión en el Golfo)	V_A^3	-Vp	-5	cm/año
Velocidad en la base de la corteza continental. (Subducción Activa)	V_B^1	Base Fija	0	cm/año
Velocidad en la base de la corteza continental. (Fin de la subducción)	V_B^2	-Vp*f	-3.75	cm/año
Velocidad en la base de la corteza continental. (Inicio de la extensión en el Golfo).	V_B^3	-Vp*f	-3.75	cm/año
Velocidad de retracción	V^R	$\approx$ desplazamiento de la placa subducida / intervalo de tiempo	0.25	
Velocidad de ascenso del manto ²	V^{Am}	$\sim$ Espesor promedio de la corteza – adelgazamiento cortical / intervalo de tiempo	2.5	mm/año
Donde: ¹ : Tomado de DeMets y Traylen (2000) ² : DeMets y Dixon (1999)				

Finalmente, el modelado numérico involucró el uso de diversos paquetes para PC incluyendo freeFEM++ (software para modelado con elemento finito), OpendDx (visualizador y mejoramiento de las imágenes de salida), y lenguaje freeFEM++ en diversas etapas de esta sección de la tesis. El programa fuente es una aportación original de este trabajo y esta escrito en una sintaxis inspirada en C++ (freeFEM++). Su algoritmo se anexa en la sección de apéndices. (Apéndice 6)

IV.4 Resultados

IV.4.1 Esfuerzos de Coulomb

El objetivo del modelo de elemento finito presentado en este trabajo, consiste principalmente en modelar el cambio en el estado de esfuerzos en la península de Baja California durante los últimos 12.5 Ma. La evolución temporal “punto a punto” del estado de esfuerzos puede ser calculada al establecer las condiciones de frontera adecuadas para cada etapa. En este caso se consideraron como importantes las transiciones entre un estado de subducción activa, el final de la subducción y la apertura del Golfo de California. En los tres escenarios mencionados el cambio en el estado de esfuerzos se calcula a partir de un estado de deformación nula o con esfuerzo residual nulo. La representación del cambio en el estado de esfuerzos está dada por la magnitud de los esfuerzos de Coulomb. Estos esfuerzos nos indican la tendencia del medio a fragilizarse con respecto a un estado original. Después de un evento (i.e., activación de una falla, flexión de la corteza, etc.) el cambio en el estado de esfuerzos se refleja en la creación de zonas donde hay incrementos o caídas de los esfuerzos de Coulomb; Cuando éstos son positivos, la tendencia del medio a fracturarse es mayor, mientras que cuando son negativos, el medio es considerado como estable, es decir con una menor tendencia al fracturamiento. El calculo de los esfuerzos de Coulomb dentro de la placa elástica fue realizado utilizando la siguiente expresión matemática:

$$\Delta\sigma_F = \Delta\tau - k\Delta\sigma, \quad (10)$$

Donde k es el coeficiente de fricción interna, $\Delta\sigma$ es el cambio en el esfuerzo normal y $\Delta\tau$ es el cambio en el esfuerzo de cizalla. (King et al., 1994).

Esta representación del cambio en el estado de esfuerzos permite simplificar el campo de esfuerzos a un campo escalar que es más fácil de entender y visualizar. De la ecuación 10 puede apreciarse que las áreas con cambios positivos son dominadas por el esfuerzo de cizalla y pueden visualizarse como inestables, mientras que las áreas con valores negativos son dominadas por el esfuerzo normal y pueden considerarse estables. La figura 35 muestra la representación de los cuatro lóbulos característicos de los incrementos y caídas en los esfuerzos de Coulomb para el caso de una falla activa (King et al., 1994). Esta interpretación se basa en estudios de localización de réplicas sísmicas donde se identifican cuáles zonas de una fractura son propensas a propagarse (zonas inestables) y cuáles zonas son estables. Para entender el significado físico de los cambios en los esfuerzos de Coulomb es conveniente apoyarse en la representación de los diagramas de Mohr-Coulomb.

Los siguientes diagramas de Mohr-Coulomb representan cuatro posibles escenarios relacionados con un estado de esfuerzos original A a un estado B con incrementos de los esfuerzos de Coulomb y un estado C con disminución de los esfuerzos de Coulomb. En la figura 36, el círculo en negro representa el estado de esfuerzos original definido por un esfuerzo diferencial $\sigma_s = \sigma_1 - \sigma_3$. El estado de esfuerzos posterior al evento que origina el cambio está dado por $\sigma_s' = \sigma_1' - \sigma_3'$ y se representa como un círculo azul para los incrementos en los esfuerzos de Coulomb y como un círculo rojo para los decrementos en los esfuerzos de Coulomb. La figura 36a considera el caso de un esfuerzo diferencial variable con respecto al esfuerzo diferencial original. En este caso, una zona donde se hayan incrementado los esfuerzos de Coulomb fuerza a un aumento del esfuerzo diferencial implicando una disminución del esfuerzo de mínima compresión σ_3 y un aumento del esfuerzo de máxima compresión σ_1 . En esta figura el círculo azul está más cerca de la envolvente y por lo tanto, esta zona en particular se fragiliza y es más tendiente a la fractura. En contraste, una zona donde existiera una caída de los esfuerzos de Coulomb, sería representada por un círculo con un esfuerzo diferencial menor que el original, en este caso forzando a un aumento en σ_3 y una disminución en σ_1 .

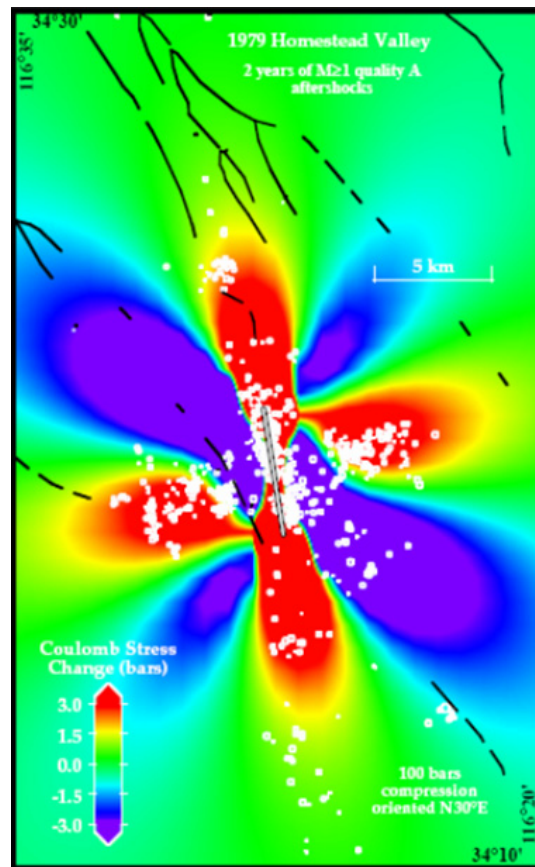


Figura 35. Cambios en los esfuerzos de Coulomb asociados con el terremoto del 15 de Marzo de 1979 en Homestead Valley (Tomada de King et al., 1994). La falla está representada por una línea blanca y los lóbulos son la representación gráfica de los cambios en los esfuerzos de Coulomb. Los cambios en los esfuerzos están representados con una gradación de colores: el verde representa un cambio nulo, el rojo un aumento en la magnitud de los esfuerzos (zona inestable) y el morado una caída de la magnitud de los esfuerzos (zona estable).

Es claro que este estado de esfuerzos representado por un círculo rojo se aleja de la envolvente y en consecuencia disminuye la tendencia a fracturarse. El caso contrario al anterior, está representado en la figura 36b en donde el esfuerzo diferencial es considerado como invariante en el tiempo. Una zona con incrementos en los esfuerzos de Coulomb estaría necesariamente representada por un círculo que se acerque a la envolvente en dirección al origen, forzando a una reducción en las magnitudes de los esfuerzos principales comparadas con el estado de esfuerzos original. De manera inversa, decrementos en los esfuerzos de Coulomb se representan con un aumento en las magnitudes de los esfuerzos principales. Los otros dos escenarios contemplan que uno de los dos esfuerzos principales permanece fijo, mientras que el otro varía, implicando nuevamente un esfuerzo diferencial variable. La figura 36c muestra el caso en donde σ_3

permanece fijo y solo varia la magnitud de σ_1 . En este escenario un aumento en los esfuerzos de Coulomb está marcado por un aumento en la magnitud de σ_1 mientras que una caída de los esfuerzos de Coulomb está marcada por una disminución de σ_1 . La figura 36d muestra el caso inverso, es decir que σ_1 permanece fijo.

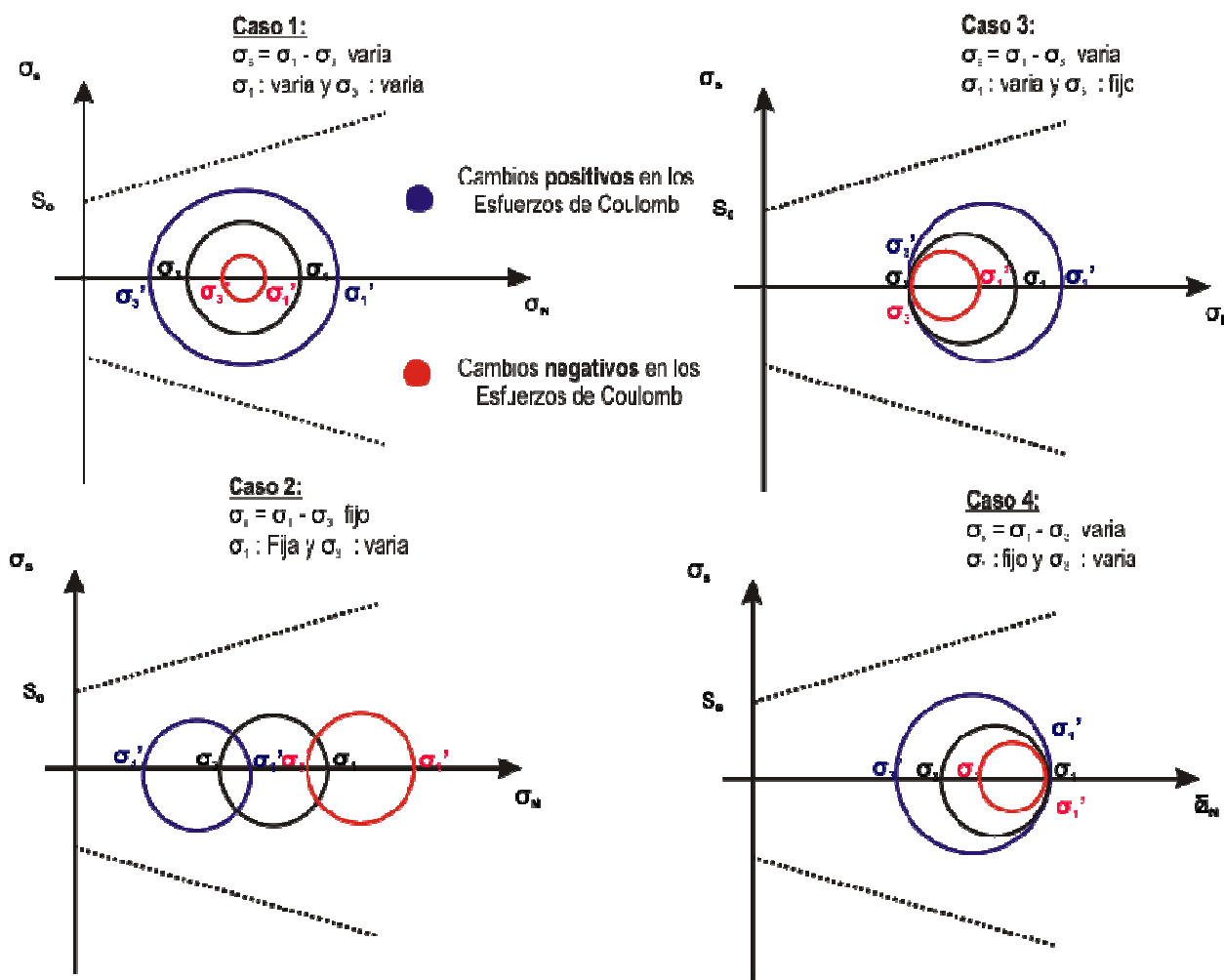


Figura 36. Diagramas de Mohr-Coulomb donde se representan gráficamente los tres estados de esfuerzos correspondientes a un estado original dado (círculos negros), un estado de esfuerzos donde existe un aumento en los esfuerzos de Coulomb (círculos azules) y un tercer estado de esfuerzos donde existe una caída en las magnitudes de los esfuerzos de Coulomb. Se representan los siguientes cuatro escenarios: A) Caso 1: Hay cambios en σ_s y cambios en las magnitudes relativas de los esfuerzos principales; B) Caso 2: No hay cambios en σ_s pero si cambian las magnitudes relativas de los esfuerzos principales; C) Caso 3: Un aumento en las magnitudes de los esfuerzos de Coulomb resulta de un aumento de σ_1 y un aumento de σ_s , por el contrario una disminución de los esfuerzos de Coulomb se deriva de la caída de σ_1 y de σ_s ; D) Caso 4: Un aumento en las magnitudes de los esfuerzos de Coulomb resulta de una caída de σ_3 y un aumento de σ_s , por el contrario un aumento de los esfuerzos de Coulomb se deriva del aumento de σ_3 y la disminución de σ_s . Las abreviaciones son como sigue: σ_s : Esfuerzo diferencial; σ_n : Esfuerzo normal; S_0 Limite de cadencia de las rocas (yield strength).

En este escenario las zonas con cambios positivos en los esfuerzos de Coulomb están caracterizadas por un aumento en el esfuerzo diferencial donde σ_3' disminuye tal que $\sigma_3' < \sigma_3$ y las zonas con cambios negativos están caracterizadas por el aumento en σ_3' tal que $\sigma_3' > \sigma_3$. Estos escenarios reflejan la diversidad de las posibles soluciones o combinaciones que pueden darse a partir de un cambio en el estado de esfuerzos. Es importante mencionar que las predicciones del modelo numérico nos proporcionan una idea del cambio en el estado de esfuerzos mostrándonos la distribución de los esfuerzos de Coulomb así como sus magnitudes. Es decir que el modelo predice de manera aceptable cuales son las zonas “inestables” donde existe una mayor tendencia al fracturamiento. De manera análoga, las zonas denominadas “estables” reflejan simplemente una menor tendencia al fracturamiento. Sin embargo, el modelo numérico no puede predecir por sí mismo cual de los escenarios discutidos previamente es más factible. Por lo tanto, es necesario incluir argumentos derivados del conocimiento geológico y tectónico del caso de estudio en la interpretación de los resultados de la experimentación numérica.

I.4.4.2 Experimentación numérica

Las figuras 37 a 39 muestran los resultados de la experimentación numérica. La figura 37 muestra que durante el periodo de subducción activa, existe una concentración de esfuerzos tensionales (incrementos en los esfuerzos de Coulomb) en la parte superior de la placa coincidiendo con la zona de la placa que pudo flexionarse debido a la configuración de esfuerzos asociados a un régimen convergente activo. En este escenario, la posición relativa del esfuerzo de máxima compresión σ_1 es horizontal, paralelo a la placa superior mientras que σ_3 es perpendicular a la placa superior. Si el emplazamiento de volcanismo en la superficie está controlado principalmente por fracturas tensionales, éstas se concentrarían en las zonas inestables marcadas por un incremento en los esfuerzos de Coulomb y tendrían una orientación horizontal, paralela a la placa superior. En este escenario es muy probable que el magma quede atrapado en estas estructuras tipo sills y difícilmente alcanzará la superficie.

La localización del arco volcánico de Comondú coincide con una zona donde los esfuerzos de Coulomb son prácticamente nulos. En esta zona más neutral el magma que potencialmente se encontrara listo para ascender, se toparía en su camino con rocas menos tendientes a la facturación tensional horizontal. Si el diferencial de presión del magma es suficiente, la roca encajonante de esta zona neutra tendría más posibilidad de generar un fracturamiento con otras orientaciones diferentes a la horizontal. Es importante recalcar que las zonas con decrementos en los esfuerzos de Coulomb no constituyen barreras infranqueables para el magma que asciende. Sin embargo, para este caso en particular se observa una zona muy específica en donde se pudieron dar las condiciones para promover el ascenso del magma, aun y cuando la base de la corteza en la península aparece como una zona “estable”. Del ejemplo anterior resulta evidente que la presente interpretación se limita a señalar las zonas con mayor o menor tendencia al fracturamiento, es decir zonas donde se pudo o no tener las condiciones que promovieran el ascenso del magma. Sin embargo es importante notar que el hecho de que las condiciones mecánicas del medio promovieran el emplazamiento del volcanismo, no implica que éste se diera. Esto se debe a que el modelo numérico presentado en este trabajo nos da información sobre una de las condiciones requeridas para el emplazamiento de volcanes en la superficie, pero no nos proporciona ninguna información sobre la otra condición indispensable implícita en el fenómeno volcánico relacionada con el tiempo de residencia, localización y cantidad de material fundido que asciende desde la zona de fusión parcial. Estos aspectos serán discutidos a profundidad en el capítulo de discusiones.

El final de la subducción (figura 38) trae un cambio significativo en el estado de esfuerzos de la placa superior. De entrada, la posición relativa de los esfuerzos principales cambia drásticamente en respuesta a la extensión que empieza a desarrollarse en la frontera entre placas. Ahora σ_1 es perpendicular a la placa y σ_3 es paralela a la dirección de extensión. Las fracturas tensionales esperadas en esta configuración de esfuerzos tiene una orientación preferentemente vertical. Por otro lado, los resultados de la experimentación numérica muestran que ahora toda la placa elástica está en tensión, lo que aunado al cambio en la configuración de los esfuerzos principales termina por

promover la reactivación de viejas fracturas o bien la formación de nuevas, permitiendo la continuidad de la actividad volcánica durante este periodo de transición tectónica. En este caso, es evidente que las dimensiones de la zona susceptible al emplazamiento de volcanismo, aumenta considerablemente con respecto al periodo de subducción activa. Además, de esta figura se desprende que el final de la subducción establece las condiciones estructurales necesarias para promover el emplazamiento de volcanismo en un área muy vasta prediciendo una amplia distribución espacial de los centros eruptivos. Esta solución del modelo es consistente con el registro geológico observado, lo cual sugiere un fuerte control del campo de esfuerzos, en el emplazamiento del volcanismo.

La última etapa contempla la apertura del Golfo de California (Figura 39). Durante este periodo la geometría de la placa elástica cambia drásticamente en la zona del proto-golfo debido al establecimiento del régimen de deformación transtensional que se establece en el Golfo alrededor de los 6 Ma. Este cambio en la geometría obedece a los 450 km de deformación acomodada en la zona del Golfo, aunados a los 150 km de deformación que se acomodan a lo largo de las fallas Tosco-Abrejos localizadas al oeste de la Península, resultando en un desplazamiento acumulado de 600 km (Fletcher et al., 2007) lo cual se refleja en un adelgazamiento de la corteza.

En resumen se observó que el modelo captura los procesos físicos de primer orden que ocurren durante la evolución tectónica de Baja California y reproduce de manera adecuada el cambio en la magnitud de los esfuerzos corticales en la Península durante los últimos 12.5 Ma. Los resultados de la experimentación numérica muestran soluciones compatibles con las observaciones del registro geológico sugiriendo un fuerte control en la magnitud de los esfuerzos en el emplazamiento del volcanismo post-subducción en la península.

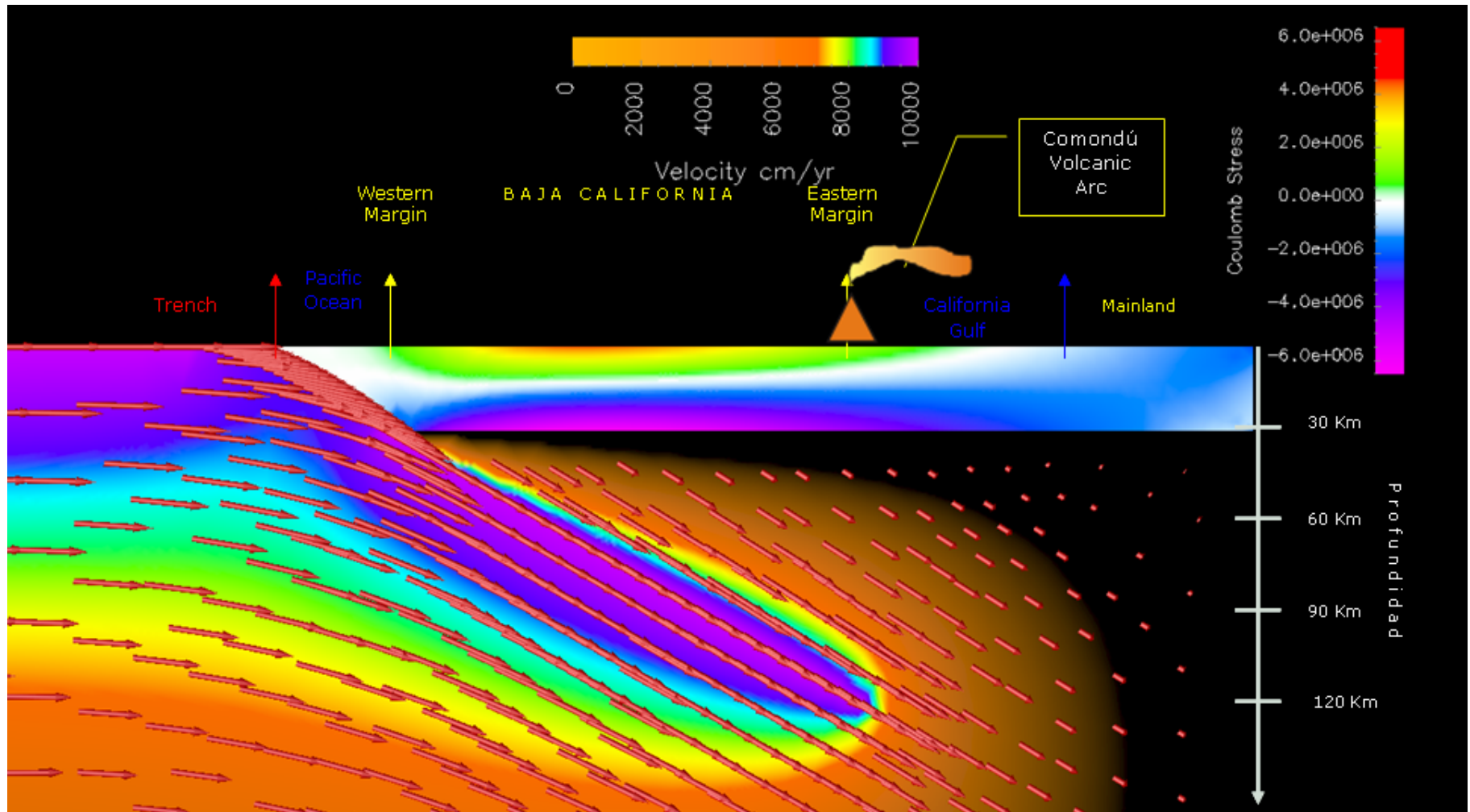


Figura 37. La gradación de colores en la placa superior muestra los cambios en las magnitudes de los esfuerzos de Coulomb mientras que la gradación de colores y las flechas debajo de ella representan el campo de velocidades del manto en convección forzada en la zona de Benioff. Resultados de la experimentación numérica indican que durante el periodo de subducción activa existe una concentración de esfuerzos tensionales (Incrementos en los Esfuerzos de Coulomb) en la parte superior de la placa coincidiendo con la localización del arco volcánico de Comondú.

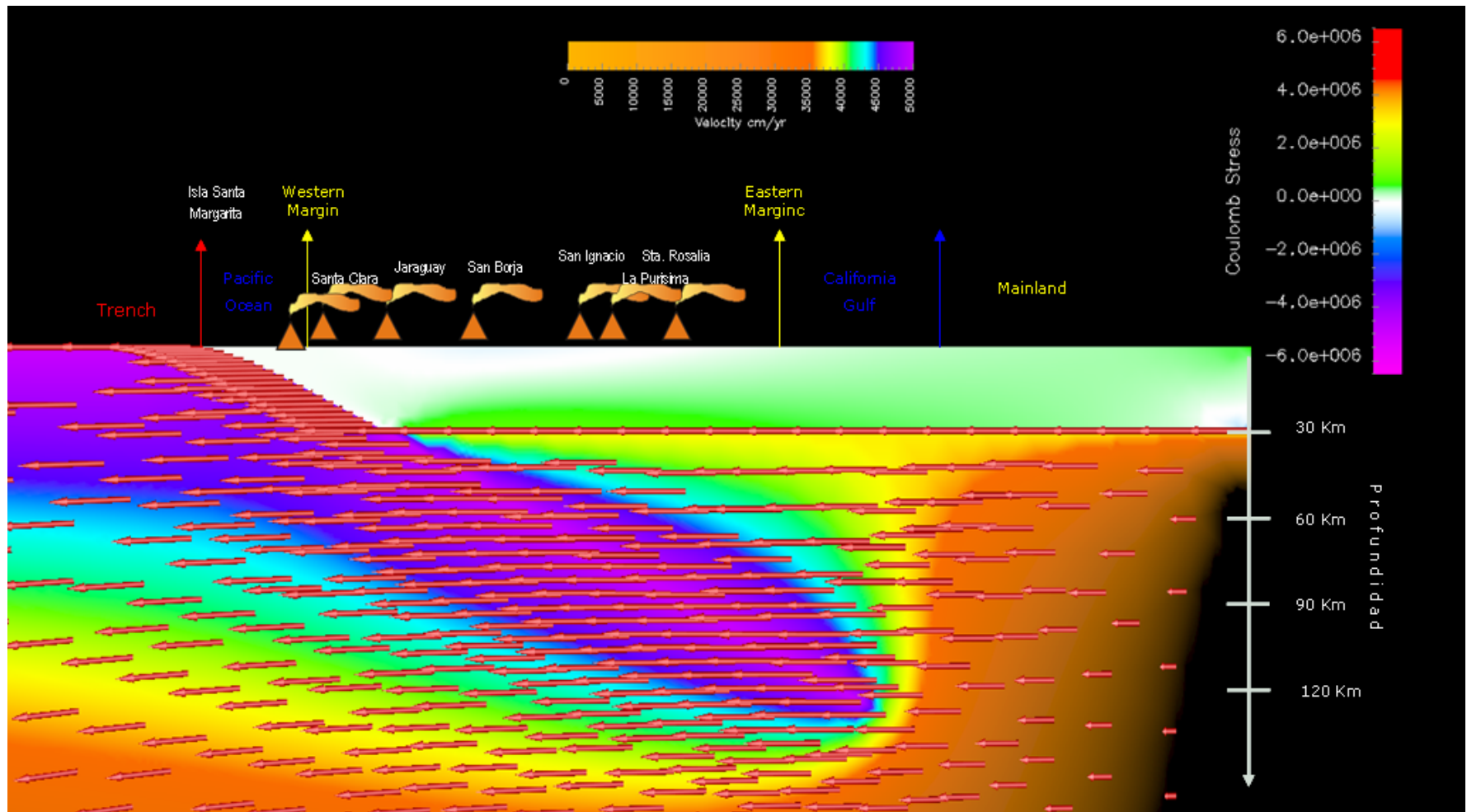


Figura 38. Resultados de la experimentación numérica para el periodo correspondiente al final de la subducción. Ahora toda la placa superior se encuentra en tensión lo que pudo reactivar viejas fracturas o bien fomentar la formación de nuevas permitiendo la continuidad de la actividad volcánica durante el Mioceno tardío. Esta solución del modelo es consistente con el registro geológico que observa diversos pulsos de actividad en los campos volcánicos de Jaraguay, San Borja, La Purísima, Santa Clara y Santa Rosalía principalmente.

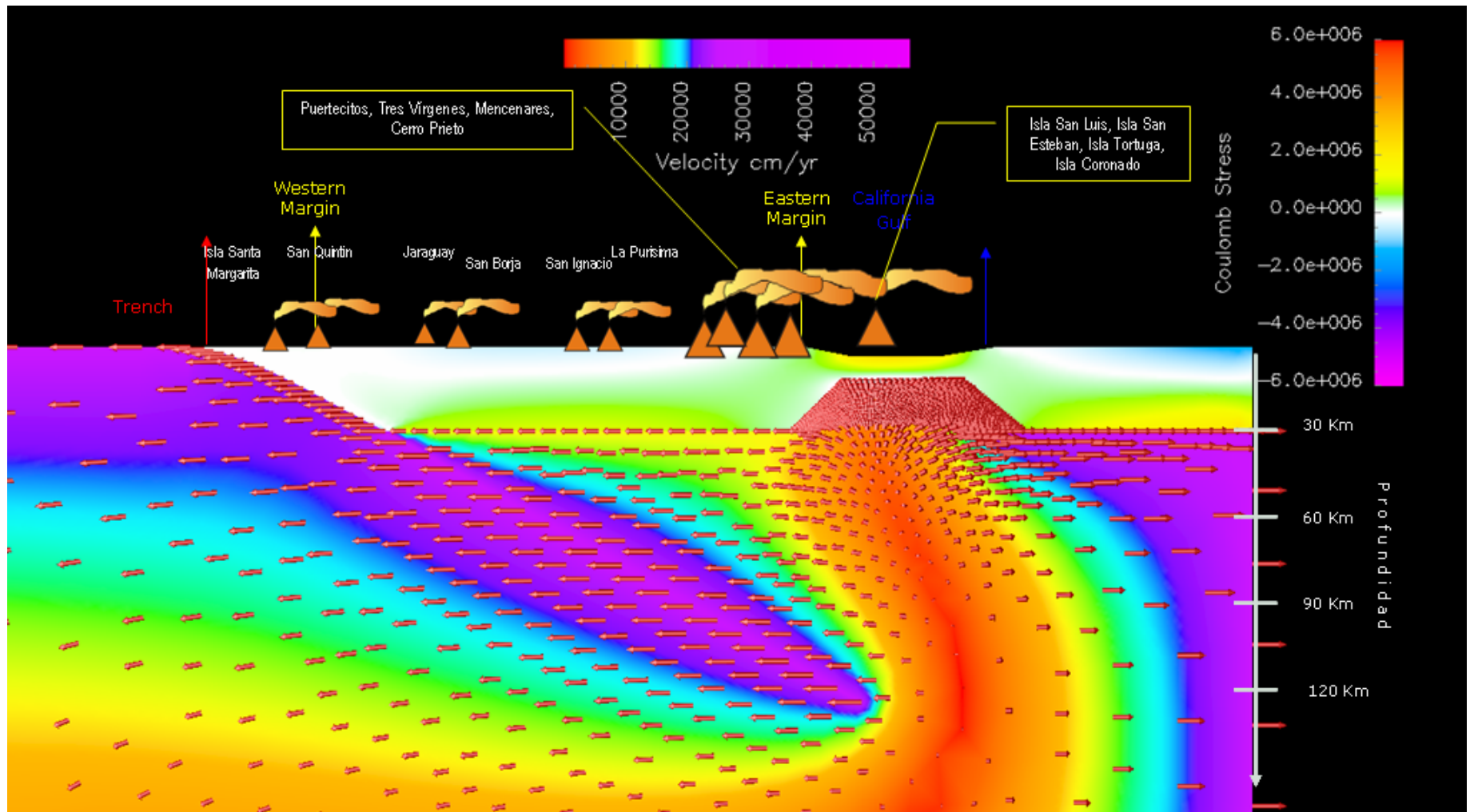


Figura 39. La apertura del golfo conlleva a un cambio en la geometría de la placa elástica (i.e., adelgazamiento de la corteza en la zona del Golfo de California). Los resultados de la experimentación numérica muestran que los esfuerzos tensionales se incrementan en un orden de magnitud en la base de la placa, de manera que la “zona inestable” incorpora prácticamente toda la extensión de la Península. Estos resultados son compatibles con el registro geológico que indica un aumento en la actividad volcánica en la margen este de la Península y la continuidad de la actividad en algunos campos volcánicos monogenéticos.

Discusiones: Un nuevo modelo para el volcanismo post-subducción en Baja California

V.1 Aspectos generales

Existen diversos modelos tectono-magmáticos que han sido propuestos para explicar la diversidad en las características geoquímicas de las rocas volcánicas asociadas a zonas de subducción “atípicas” a nivel mundial (i.e., adakitas, NEB, andesitas magnésicas, etc.). De hecho, uno de los tópicos más debatidos en petrología ígnea en años recientes es justamente el origen de este tipo de rocas (Castillo, 2008 y las referencias citadas ahí). Actualmente la explicación más común para la asociación espacial y temporal de estas series de rocas es a través de la fusión de la placa subducida. Sin embargo, el tema se ha polemizado debido a que se ha propuesto que las adakitas, los NEB y las andesitas magnésicas pueden ser generadas por otros procesos (i.e., fusión de la corteza inferior y procesos de cristalización fraccionada a altas y bajas presiones (e.g., Mpodozis y Kay, 1992; Atherton y Petford, 1993; Castillo et al., 1999; Xu et al., 2002; Garrison y Davidson, 2003; Kay et al., 2005; Macpherson et al., 2006; Castillo, 2006) además de que se ha sugerido que estas rocas no necesariamente se restringen a escenarios de subducción y se han reportado aún en la ausencia de una placa subducida como posible protolito (e.g., Xu et al., 2002; Gao et al., 2004; Wang et al., 2005)

Como se ha visto a lo largo de esta tesis, la complejidad de los patrones temporales, espaciales y composicionales del volcanismo post-subducción en Baja California es tal, que en la actualidad se tiene una diversidad de teorías y modelos alternativos para explicar el origen de la extrema diversidad geoquímica de sus productos. A pesar de esto, como se muestra en la revisión crítica de los modelos tectónicos propuestos (primera

parte de este capítulo V), ninguno de estos modelos satisface plenamente los patrones espacio-temporales del volcanismo ya descritos en el Capítulo 2. En la segunda parte de este capítulo se presenta un modelo alternativo para explicar el origen del volcanismo post-subducción en Baja California que toma en cuenta estos patrones y también incorpora los resultados de los capítulos 3 y 4.

V.2 Modelos tectónicos propuestos

Dado que la mayoría de los modelos tectónicos propuestos para explicar la ocurrencia del volcanismo post-subducción en la Península de Baja California se han enfocado en la composición geoquímica de algunos de los productos volcánicos, en esta sección abordamos el análisis de todas las series magmáticas que conforman el volcanismo post-subducción y de los modelos que se han propuesto. Para ello, analizamos en primer lugar las predicciones teóricas relacionadas con la distribución espacial y temporal de los productos derivados de las series magmáticas “anómalas” implícitas en cada modelo. Posteriormente se hace una comparación general entre las predicciones de estos modelos y el registro geológico observado en Baja California.

V.2.1 Subducción de la dorsal activa

De acuerdo con este modelo, la subducción de una margen divergente (dorsal activa) conlleva a una apertura natural en la placa subducida que permite que el material que se encuentra por debajo de la placa oceánica (i.e., manto astenosférico) entre en contacto directo con la cuña del manto (Thorkelson y Taylor, 1989; Defant y Drummond, 1990; Hole et al., 1991; Thorkelson, 1996; Furukawa y Tatsumi, 1999; Abratis y Wörner, 2001). Según Thorkelson (1996) una vez que se subduce la dorsal, el magma que está ascendiendo a través de la misma no se enfría lo suficiente como para formar parte de los extremos de la placa oceánica, por tal motivo cualquier magma generado en la dorsal subducida asciende directamente hacia la corteza continental. Si la subducción de la placa oceánica continúa después del cese de la producción de la litosfera oceánica, la dorsal se hundirá cada vez más profundo dentro de la astenósfera y la zona libre de placa (ventana

astenosférica) se ira ampliando alejándose de la trinchera. Por lo tanto este modelo implica una migración del frente volcánico en dirección opuesta a la trinchera (Figura 40). De acuerdo con Thorkelson (1996) y Dickinson (1997), el ascenso de la astenósfera asociado con este modelo sucede durante una serie de eventos discretos y transitorios. Consecuentemente, el magmatismo asociado debe ocurrir de igual manera en la forma de pulsos discretos y eventos migratorios pequeños. Por el contrario, Liu y Furlong (1992) concluyen que el ascenso de la astenósfera a través de la ventana astenosférica favorece una producción magmática voluminosa en lugar de pulsos discretos. En cualquier caso, este modelo predice la migración de la actividad volcánica alejándose de la trinchera a un ritmo similar a las tasas de subducción.

El modelo de la subducción de la dorsal fue propuesto por Aguillón-Robles et al. (2001) y Bourgois y Michaud (2002) con el fin de explicar el emplazamiento de adakitas y NEB en el campo volcánico de Santa Clara. De acuerdo con estos autores, las adakitas de Santa Clara son el resultado de la fusión parcial de la placa subducida en los extremos de una ventana astenosférica, mientras que los NEB asociados se generan de la mezcla del material fundido de la placa con material de la cuña del manto. Sin embargo, este modelo, que viola las evidencias de la geología marina, ha sido posteriormente abandonado por los mismos autores. Un escenario más complejo fue postulado por Benoit et al. (2002) quien incluyó en este modelo otras series magmáticas del volcanismo post-subducción como las toleítas del campo volcánico de San Ignacio y las andesitas magnéticas del campo volcánico de La Purísima. De acuerdo con estos autores, las adakitas y los NEB fueron considerados como el resultado de la fusión de la placa subducida y la interacción de este material con la cuña del manto, mientras que los magmas toleíticos se generan a partir de la interacción con un manto modificado. El origen de las andesitas magnéticas se asocia en este modelo, con la interacción del material fundido de la placa subducida en el extremo inferior de la ventana astenosférica y el material de la cuña del manto. Aun cuando este modelo explica la composición geoquímica de algunos tipos geoquímicos del volcanismo post-subducción, está en conflicto directo con interpretaciones realizadas a partir de patrones de anomalías

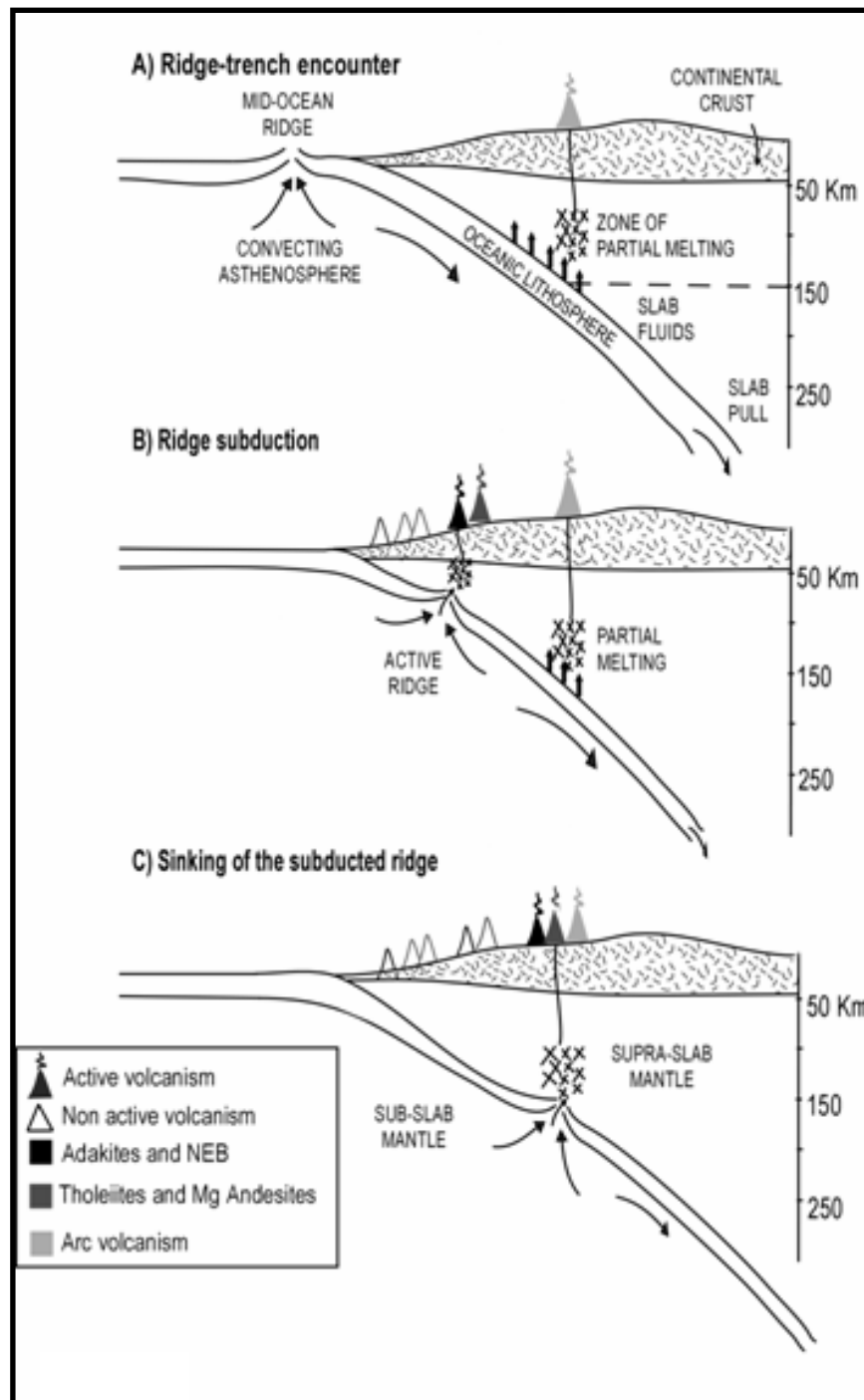


Figura 40. Esquemas con las diferentes etapas de la subducción de una dorsal activa en un escenario tectónico de subducción. Ver texto para más detalles de la progresión que se muestra. El flujo de calor hacia la placa superior y la litósfera oceánica subducida es representado esquemáticamente por flechas mientras que las zonas de fusión parcial se representan como paquetes de cruces.

magnéticas en la costa oeste de Baja California que sugieren la presencia de diferentes segmentos de la dorsal fósil en el actual piso oceánico (Lonsdale, 1991; Michaud et al., 2006) (Figura 41). Evidentemente que si la dorsal nunca se subdujo, tal y como se infiere a partir de las observaciones geofísicas, cualquier modelo que invoque la subducción de la dorsal como posible origen del volcanismo post-subducción en Baja California, es en principio erróneo.

V.2.2 Rompimiento de la placa

Un modelo alternativo en donde también hay interacción entre el material del manto astenosférico y la cuña del manto litosférico, involucra el desprendimiento o rompimiento de la placa. Aunque los modelos del rompimiento de la placa y el de subducción de la dorsal son equivalentes en el sentido de que ambos contemplan la entrada de material del manto astenosférico por debajo de la placa subducida hacia la cuña del manto litosférico, las fuerzas y el régimen térmico que controlan la formación de la dorsal en cada uno de estos modelos son completamente diferentes. Inherente al modelo de la subducción de la dorsal, está la suposición de que las dorsales son el resultado del ascenso activo del manto, mientras que el modelo del rompimiento de la placa propone que las dorsales son el resultado del ascenso de material del manto que de manera pasiva llena el vacío dejado atrás como consecuencia del movimiento de las placas y de las fuerzas gravitacionales que actúan sobre las mismas (slab pull). La distinción entre ascenso activo y pasivo por debajo de las dorsales involucra una diferencia importante relacionada con las temperaturas en el manto. Por ejemplo, el ascenso activo del manto necesariamente implica la existencia de material más caliente, siendo este calor adicional, la fuerza fundamental que promueve el movimiento vertical del material del manto debajo de las dorsales. En contraste, el ascenso pasivo puede involucrar material del manto a una temperatura potencial “normal”, o bien puede involucrar material del manto con una temperatura potencial baja. Esto se debe a que la fuerza fundamental que promueve el ascenso del manto en este segundo escenario, no está relacionada con la temperatura, sino más bien con el espacio creado por el movimiento lateral de las placas tectónicas que

están siendo apartadas por el arrastre gravitacional de las fuerzas de cuerpo (Davies, 1999). Debido a esta diferencia inherente en las condiciones térmicas de cada modelo, es conveniente tratarlos por separado.

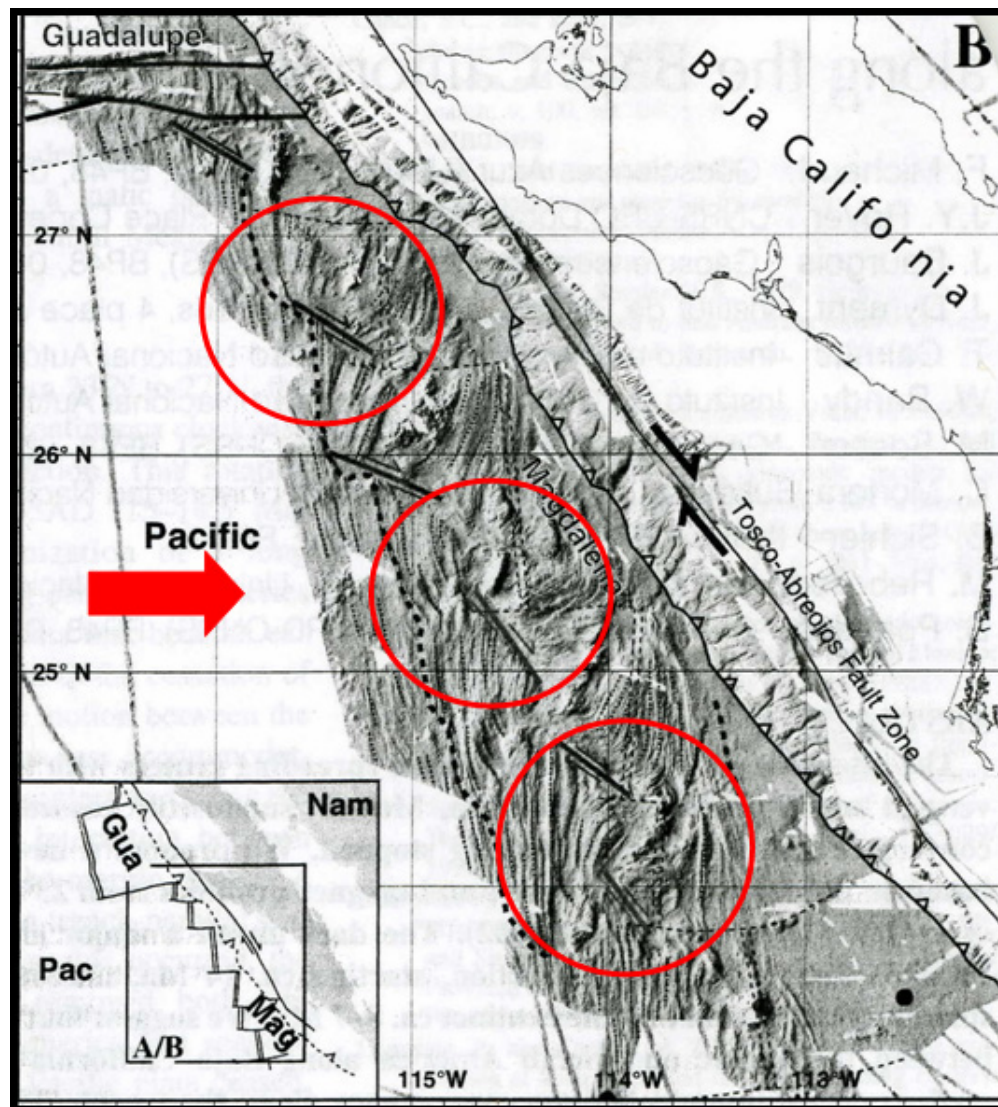


Figura 41. Localización de las placas Guadalupe y Magdalena, dos remanentes de la placa Farallón. Segmentos extintos de la dorsal están representados por líneas dobles. Modificada de Michaud et al. (2006).

Existen diversos factores que pueden ser los responsables del rompimiento de una placa subducida: una colisión continental, la subducción de mesetas oceánicas o colisiones con cadenas de dorsales volcánicas (McGeary et al., 1985; Davies y Von Blanckenburg, 1995), la subducción de una placa joven y por lo tanto más caliente (Cloos, 1993; Ferrari, 2004), o bien un cambio en la geometría de la frontera entre las placas (e.g., el cambio de una margen convergente a una margen transforme) (Dickinson, 1997; Ten Brink et al., 1999; Van Wijk et al., 2001). En cualquiera de estos casos, la ventana astenosférica se forma debido a que la parte superior de la placa se resiste a la subducción mientras que el extremo inferior de la misma sigue siendo arrastrado hacia abajo (Figura 42A). Conforme la parte inferior de la placa continúa su descenso, la placa empieza a estirarse (Figura 42B) hasta que la deformación se localiza y concentra hasta que finalmente la placa se rompe (Figura 42C). Aun cuando la evolución general de los procesos que llevan al rompimiento está relativamente bien establecida, aspectos como la profundidad a la que se produce este desprendimiento o el tiempo involucrado en el adelgazamiento de la placa no han sido enteramente discutidos. Sin embargo, es posible constreñir la distribución espacial y temporal del volcanismo asociado con este modelo que puede ser utilizado para su comparación con el registro geológico. En particular, no se espera que el volcanismo “anómalo” migre en la dirección de la trinchera (a menos que la ruptura se propague paralelamente a la trinchera), ya que la apertura de la ventana astenosférica tenderá a progresar en la dirección opuesta (Figura 42D). Además, este modelo predice que el volcanismo activo debe ocurrir de manera continua por encima de la región libre de placa en lugar de definir pulsos migratorios, ya que se espera que la fusión ocurra como resultado del ascenso pasivo del manto astenosférico y no como el resultado de una región concentrada de ascenso de magma tal y como se esperaría en el modelo de las dorsales gobernado por el ascenso activo del manto. Por otro lado, la distancia de las fases distales del frente volcánico con respecto a la trinchera, es definida en ambos modelos por la profundidad a la cual la fusión parcial deja de ser factible a pesar de la presencia de una ventana astenosférica. Esto se debe a que el incremento en la temperatura asociado con la entrada de material del manto astenosférico más caliente

(debido a fuerzas ya sea activas o pasivas) no crea la anomalía de temperatura requerida para cruzar el “solidus” a estas profundidades. Es decir que la perturbación de temperatura debe ser al menos 200° , de 1200° C en la superficie a 1400° C o 1500° C para una profundidad de ≈ 100 km de acuerdo con Bardintzeff y McBirney (2000). Sin embargo, un manto hidratado por la cuna del manto puede tener una temperatura de “solidus” inferior a la de un manto anhidro. Sólo en estas condiciones es factible la fusión parcial a profundidades mayores de 100 km. (van de Zedde y Wortel, 2001). Consecuentemente, este modelo predice que no habrá magmatismo anómalo si el rompimiento ocurre a profundidades que rebasen los 100 km en un manto anhidro, dado que en este caso, el ascenso del manto astenosférico no promueve la existencia de una perturbación térmica significativa en la placa superior.

Una alternativa al modelo del rompimiento de la dorsal es la re-equilibración de la placa “atorada” propuesta por Ten Brink et al. (1999) y VanWijk et al. (2001). Este modelo es utilizado cuando la geometría de la frontera entre las placas no favorece un rompimiento de la placa, o bien cuando se sospecha que el rompimiento pudo ocurrir a mayor profundidad. En esta variante, el movimiento hacia abajo de la parte superior de la placa subducida es detenido, mientras que la parte inferior continúa siendo arrastrada. A diferencia del modelo del rompimiento de la placa, en este caso la placa subducida se deforma lateralmente y termina por adelgazarse, pero no llega a romperse (Figura 42E). La perturbación térmica inducida por el adelgazamiento de la placa es lo suficientemente grande para disparar eventos magmáticos. Sin embargo, la parte más somera de la placa se equilibra térmicamente con el manto circundante y no genera ni produce ningún magmatismo. El tiempo requerido por la anomalía térmica para afectar la placa superior depende de tres factores: el ángulo inicial de la subducción, la profundidad a la cual se empieza a producir la re-equilibración térmica de la placa atorada y la tasa de adelgazamiento de la misma. En cualquier caso, esta variante predice un hiatus considerable entre el momento en que la subducción se detiene y la ocurrencia de la primera expresión de volcanismo “anómalo”.

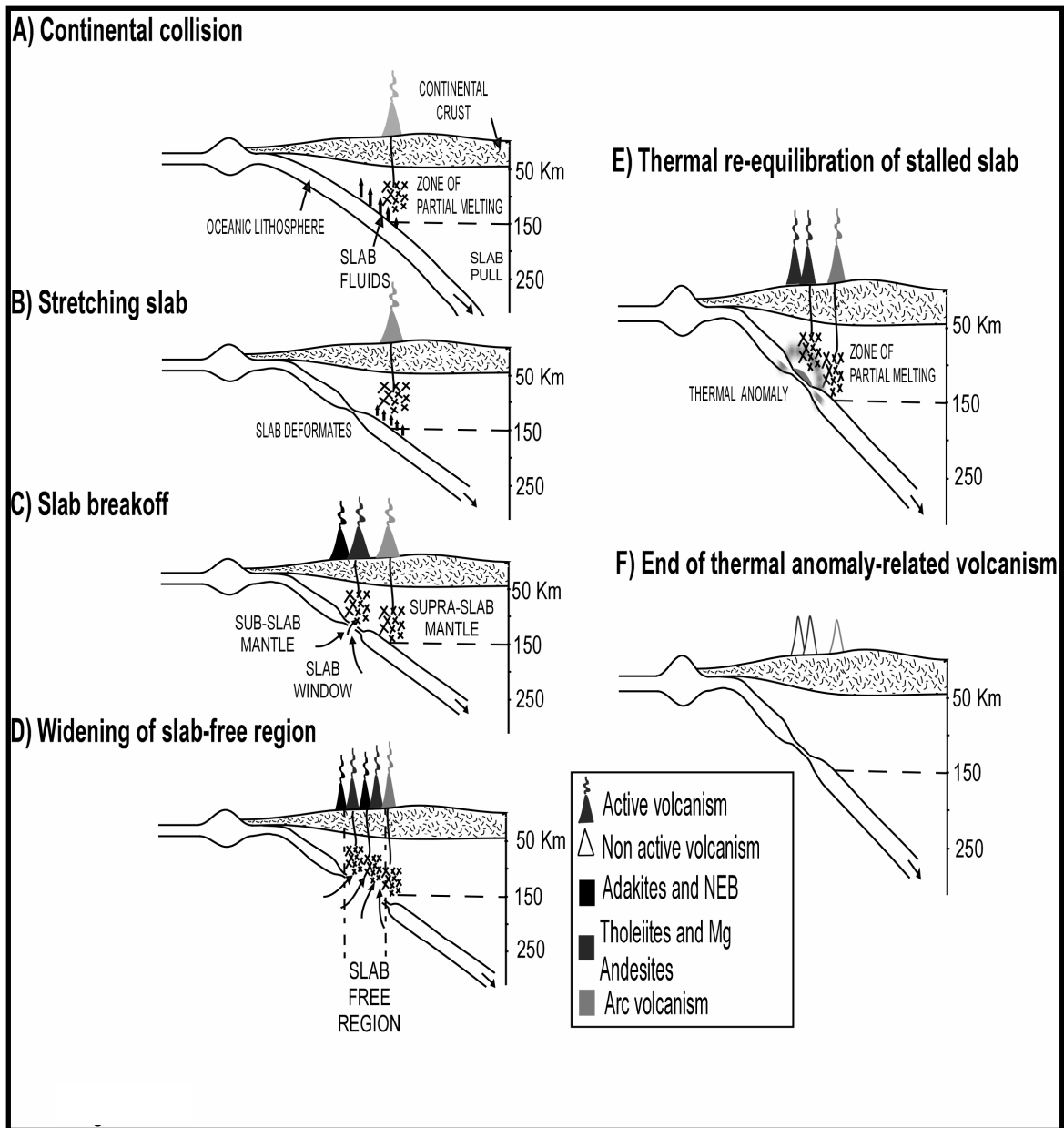


Figura 42. Caricatura que muestra los procesos asociados al rompimiento de la placa de acuerdo con Davies and Von Blanckenburg (1995) y a la re-equilibración térmica de la placa “atorada” de acuerdo con Van Wijk et al. (2001) y Ten Brink et al. (1999). Símbolos como en la figura 45. Ver el texto para los detalles de la progresión mostrada.

Además, en este caso en particular, el volcanismo anómalo es el resultado de la anatexis de la corteza oceánica y no de la juxtaposición y fusión de los reservorios de material del manto que se encuentran por encima y por debajo de la placa subducida. Finalmente, este

modelo predice el fin del volcanismo una vez que se debilita la perturbación térmica en el manto circundante de la zona adelgazada de la placa, puesto que al alcanzar el equilibrio térmico ya no se puede sostener la temperatura por encima del nivel local de “solidus”. En otras palabras, una vez que la fuente de calor se agota, el volcanismo asociado empieza a desaparecer y no se espera ningún otro pulso de actividad volcánica posterior.

Diversos autores han explicado el origen del volcanismo post-subducción en Baja California en términos del rompimiento de la placa y/o procesos asociados (Dickinson, 1997; Benoit et al., 2001; Calmus et al., 2003; Ferrari, 2004; Conly et al., 2005; Pallares et al., 2007; Castillo, 2008). El modelo de rompimiento de la placa fue originalmente aplicado por Dickinson (1997) para explicar el origen de rocas volcánicas del Oligoceno y Mioceno que fueron eruptadas al oeste del arco magmático en la costa oeste de California. A través de reconstrucciones palinpásticas que intentan correlacionar el volcanismo con las reconstrucciones tectónicas, este autor propone la creación de una ventana astenosférica a la altura de la latitud 35°N (California central). Esta idea es retomada por Wilson et al. (2005) y es aplicada en un modelo refinado por Pallares et al. (2007) a Baja California. La propuesta original de Dickinson (1997) sugiere que el volcanismo migratorio que se presenta durante el Mioceno-medio en California central después del final de la subducción, se generó a partir de la expansión de una ventana astenosférica que evolucionó durante el Neógeno. Posteriormente, Wilson et al. (2005) realizaron una reconstrucción detallada de la evolución de la margen Pacífico a la altura de California y Baja California para los últimos 30 Ma. Estos autores utilizan la localización de este volcanismo para delinear las posiciones de los límites de esta supuesta ventana astenosférica que se expande considerablemente entre los 19 y los 14.5 Ma. En la figura 43 se muestra la posición de la ventana astenosférica a los 15 Ma. De acuerdo con esta figura no debería existir ningún tipo de volcanismo anómalo de esta edad o más viejo en la Península de Baja California (c.f. Fig. 5, Cap. 2). En la figura 44 se muestra la posición de esta ventana a los 14.5 Ma. De acuerdo con Pallares et al. (2007) el desgarramiento de la placa tuvo lugar exactamente debajo de Baja California

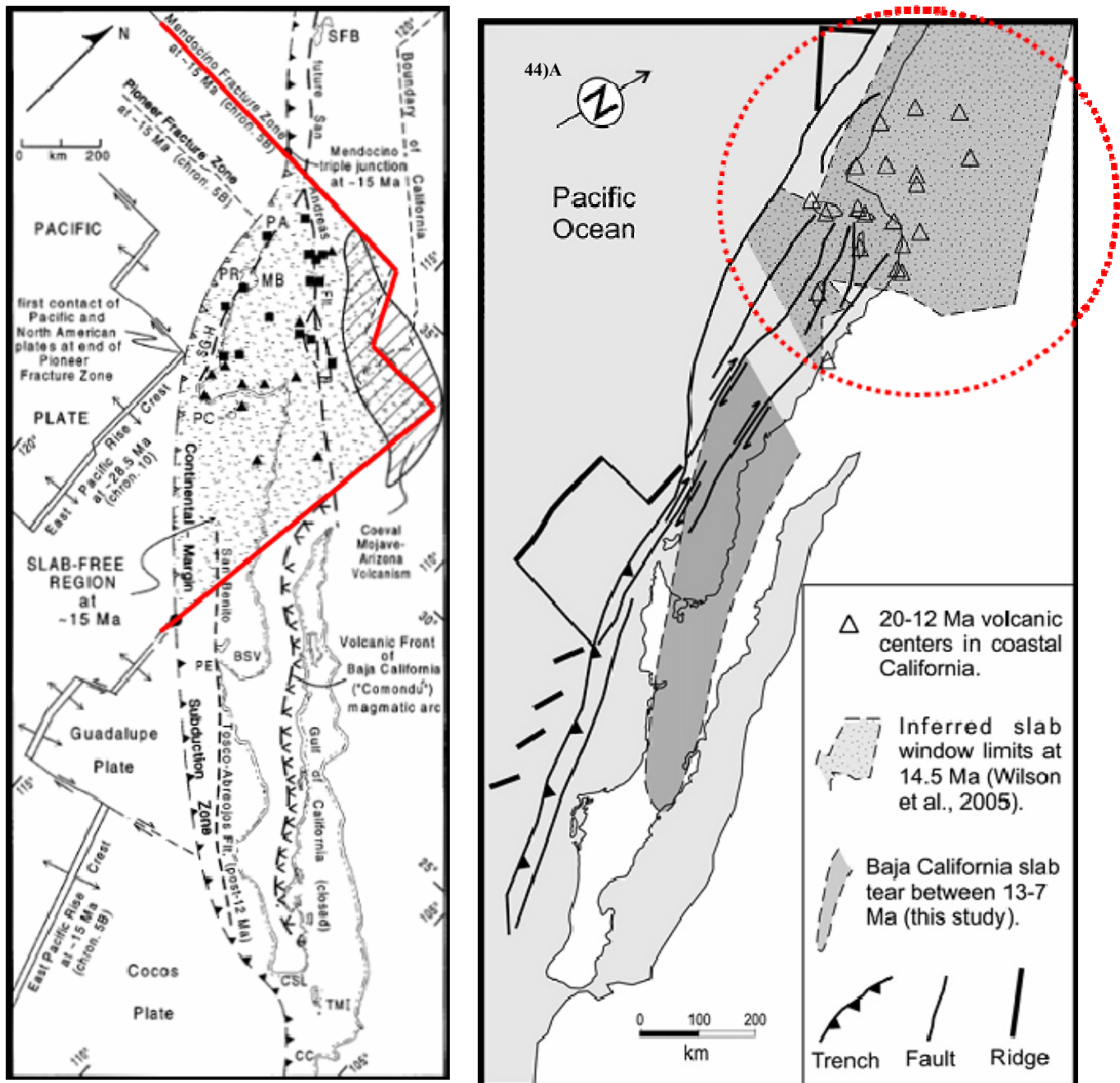
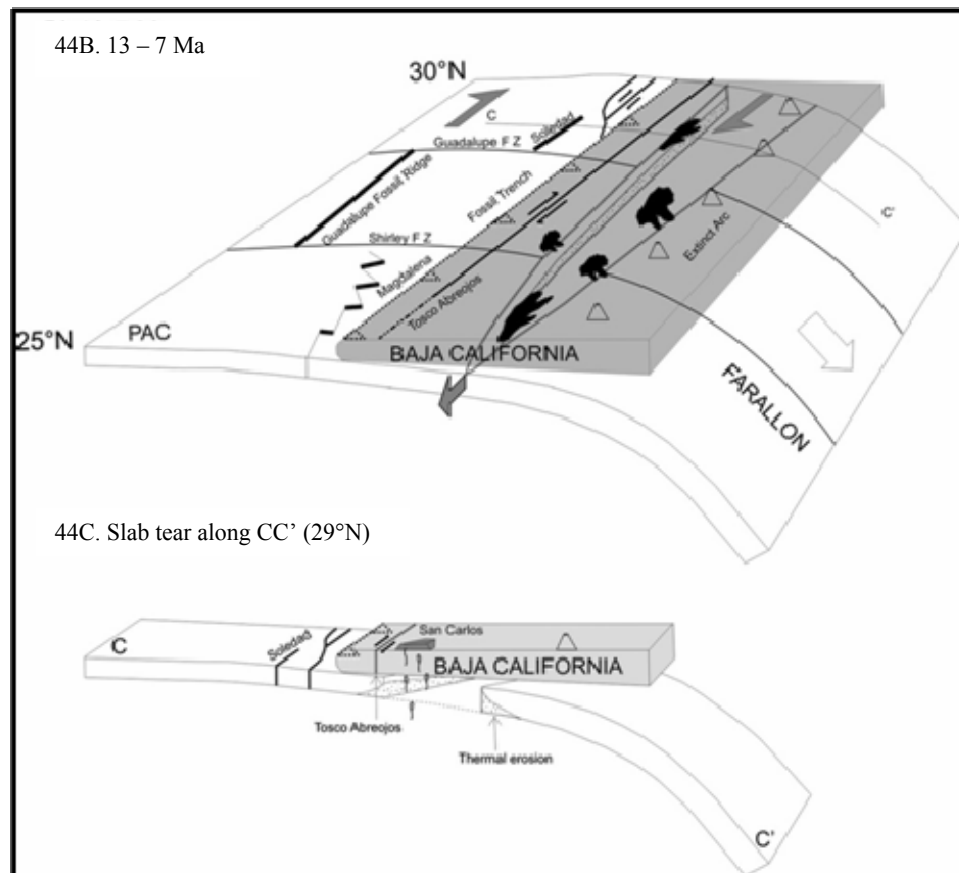


Figura 43 (izq.). Posición de la ventana astenosférica (con las líneas sólidas en color rojo) en la latitud de California central a ca. 15 Ma de acuerdo con Dickinson (1997). Los cuadros muestran la posición de los campos volcánicos emplazados durante el Oligoceno-tardío y Mioceno temprano, los triángulos muestran a los campos volcánicos emplazados durante el Mioceno-medio. **Figura 44A (der.).** Relaciones entre la ruptura de la placa en Baja California y la ventana astenosférica de California a los 14.5 Ma de acuerdo con Pallares et al. (2007). Las posiciones relativas de la Península y de Norteamérica así como los principales elementos estructurales están tomados de la reconstrucción de la margen oeste para los 12.5 Ma realizada por Wilson et al. (2005).

entre los 13 y 7 Ma implicando que conforme la región libre de placa se expande, un pulso de volcanismo tipo OIB debe resultar de la fusión por descompresión del manto astenosférico. De acuerdo a la figura 46 la distribución de este tipo de magmas en Baja California no se ajusta a esta predicción. De hecho, el único caso de volcanismo tipo OIB registrado en Baja California, está relacionado con los basaltos alcalinos del campo volcánico de San Quintín localizado al norte de la Península.



Figuras 44B y 44C. Modelo esquemático propuesto del rompimiento/desgarramiento de la placa previo a la colisión de la dorsal con la trinchera de acuerdo con Pallares et al. (2007). (B) Esta figura representa el estadio final de la subducción: entre los 13 y 7 Ma se desarrolla por debajo de la Península un desgarramiento de la placa que evoluciona a una ventana astenosférica dando lugar al volcanismo post-subducción. La trinchera se abandona y el sistema dextral de fallas de desplazamiento lateral Tosco-Abreojos se propaga al sur. El rompimiento de la placa se presenta en su primera etapa de desarrollo, donde la erosión térmica (zonas oscuras) empieza a reducir el espesor de la litosfera. (C) Esquema de una sección transversal a lo largo del transecto CC' (en B) a ca. 29°N donde se muestran los efectos de la erosión térmica debida al ascenso de material del manto astenosférico a través de la ventana astenosférica.

Sin embargo, este volcanismo es sumamente joven y no podría señalar el paso del frente del desgarramiento. Otras predicciones inherentes a este modelo incluyen: 1) la anomalía térmica debida al desgarramiento de la placa tendería a disminuir de manera continua mientras el proceso de rompimiento progresa y 2) se deberían producir grandes volúmenes de magma de manera continua durante el desgarramiento. Sin embargo, tal y como se muestra en la figura 42, estas predicciones teóricas implícitas son inconsistentes con la distribución espacial, temporal y volumétrica del volcanismo post-subducción en Baja California. De hecho, el volcanismo post-subducción en Baja California está caracterizado por una reducción en los volúmenes eruptados relativos al volcanismo de arco (i.e., > 12.5 Ma) que se refleja en la formación de pequeños centros eruptivos que conforman los campos volcánicos post-subducción. Por otro lado, en lo que concierne a la distribución espacial y temporal de los productos volcánicos, el desgarramiento de la placa tal y como lo proponen estos autores es incompatible con la ocurrencia de NEB del Mioceno tardío emplazados en el campo volcánico de Santa Clara y de los basaltos altos en Neobio (HNB) emplazados durante el Holoceno en el campo volcánico de San Quintín. Además, las observaciones sugieren una disminución de la actividad post-subducción alrededor de los 6-4 Ma que es seguida por un nuevo pulso de actividad en tiempos más recientes. Esta reactivación del volcanismo no se puede explicar a través del modelo de desgarramiento.

Otros autores también han intentado explicar el origen del volcanismo post-subducción en términos de la ruptura de la Placa Farallón, puntualizando que ésta ocurre **por debajo de la Península de Baja California** (Benoit et al., 2001; Calmus et al., 2003; Conly et al., 2005). En particular el trabajo de Conly y colaboradores refina la propuesta del rompimiento de la placa, proponiendo dos rupturas en la placa subducida por debajo de la Península, específicamente en la zona de los campos volcánicos de Santa Rosalía y Santa Clara (Lat. 28) (Figura 45). Estos autores sugieren este fenómeno como el posible origen de magmas con afinidades adakíticas y de NEB en esta región, aunque extrapolan sus teorías y resultados para explicar el resto del volcanismo post-subducción en Baja

California. Conly y colaboradores señalan a un flujo de esquina del manto o bien la delaminación de la litósfera como posibles causas del doble rompimiento de la Placa Farallón por debajo de la Península e integran la idea de la propagación de la ventana astenosférica original por debajo de California central.

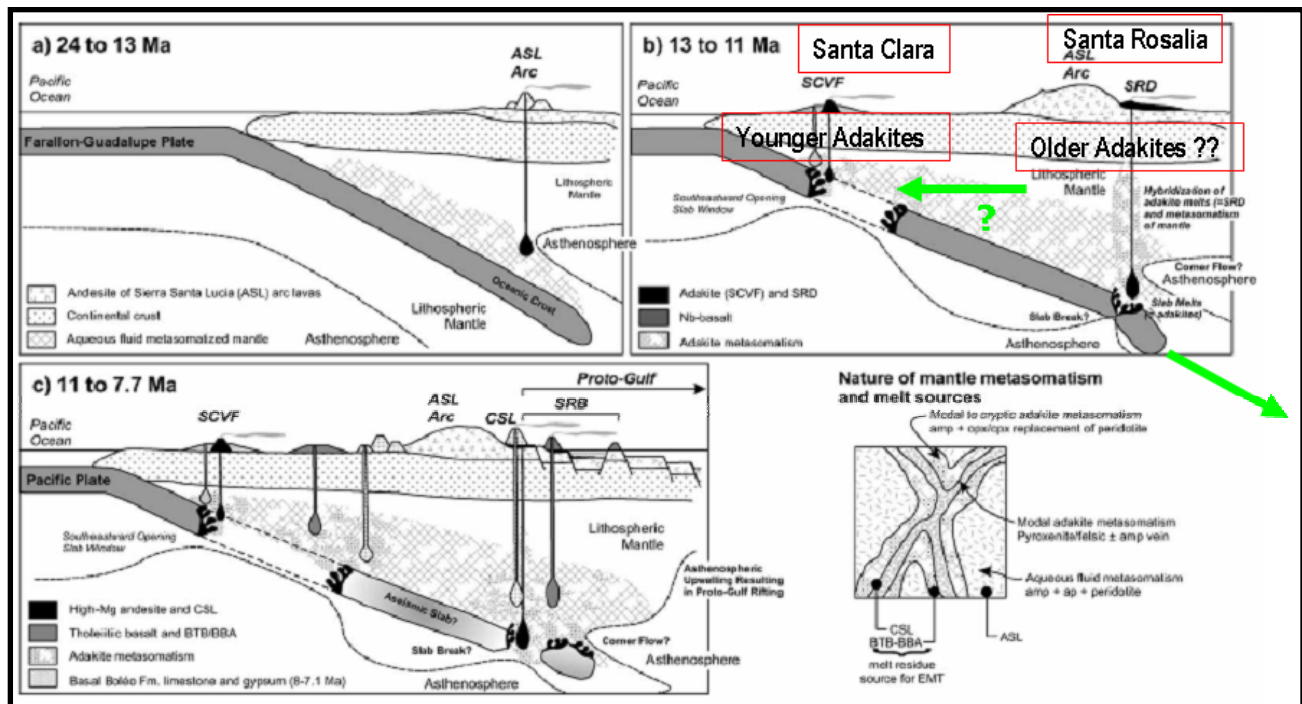


Figura 45. Diagrama esquemático donde se muestra la evolución del volcanismo de arco a volcanismo de rift de la cuenca de Santa Rosalía de 24 a 7.7 Ma según Conly et al. (2005). Estos autores señalan a un flujo de esquina del manto o bien la delaminación de la litósfera como posibles causas del doble rompimiento de la placa Farallón por debajo de la Península. Conly y colaboradores proponen que estas ventanas son consecuencia de la evolución de la ventana astenosférica originada en California central. Los letreros muestran la posición de las adakitas de Santa Rosalía y de Santa Clara. La flecha marca la dirección de movimiento del extremo roto de la placa subducida. (Modificada de Conly et al. (2005). Abreviaciones: SCVF: Campo volcánico Santa Clara; SRD Dacitas de Santa Rosalía; BTB: Basalto Boleo; CSL: Cerro San Lucas; SRB: Cuenca Santa Rosalía.

Sin embargo, aun cuando estas asociaciones tectono-magmáticas puedan reflejar la diversidad geoquímica del volcanismo post-subducción, las predicciones de los patrones espaciales y temporales asociados con la ruptura de la placa por debajo de la Península,

no son consistentes con las observaciones. Por ejemplo, la presencia de adakitas en el campo volcánico de Santa Rosalía, que de hecho preceden a las adakitas del campo volcánico de Santa Clara, señala problemas con la distribución temporal que el modelo de Conly y colaboradores predice, donde las adakitas más viejas deben en principio ocupar posiciones proximales a la trinchera sobreyaciendo la zona del campo volcánico de Santa Clara donde se supone ocurrió el primer rompimiento de la placa Farallón según estos autores.

Otros modelos (Ferrari et al., 2001; Benoit et al., 2001; Calmus et al., 2003) argumentan que la diversidad geoquímica del volcanismo post-subducción se puede explicar en términos de un flujo lateral del manto astenosférico que se presenta como consecuencia del rompimiento de la placa. Durante este proceso las adakitas son generadas como el resultado de la fusión parcial de la corteza oceánica en los extremos térmicamente erosionados de la ventana astenosférica. Las andesitas magnésicas y los NEB son producidos a su vez por la interacción de magmas adakíticos con material de la cuña del manto modificado, mientras que las toleítas se generan a partir de la fusión parcial del material que se encuentra por debajo de la placa (Ver figura 46) (Bourgois y Michaud, 2002; Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003; Ferrari, 2004). Nuevamente, las asociaciones geoquímicas descritas por estos autores reflejan la diversidad de los productos volcánicos encontrados en Baja California, aunque se repiten inconsistencias similares en las predicciones de los patrones espaciales y temporales implícitos en estos modelos. Por ejemplo, la ocurrencia de adakitas y NEB en posiciones proximales a la trinchera implican que el rompimiento de la placa empezó cerca de la trinchera y por lo tanto la distribución espacial del volcanismo debería reflejar la migración del extremo superior de la placa desprendida. Sin embargo, tal y como se documentó en el capítulo 2, las observaciones no concuerdan con esta predicción. Finalmente, además de las discrepancias entre las predicciones de esta familia de modelos y los patrones espacio-temporales y volumétricos definidos por el volcanismo post-subducción en Baja California, se debe tomar en cuenta la evidencia geofísica que sugiere la permanencia de

la placa subducida por debajo de la Península (Romo 2002). El perfil de distribución de la conductividad eléctrica en la litósfera, en una sección que cruza la Península en la latitud del paralelo 28° N, muestra anomalías conductoras en la base de la corteza peninsular que son consistentes con una antigua placa oceánica cuya subducción cesó hace 12 Ma (Figura 47).

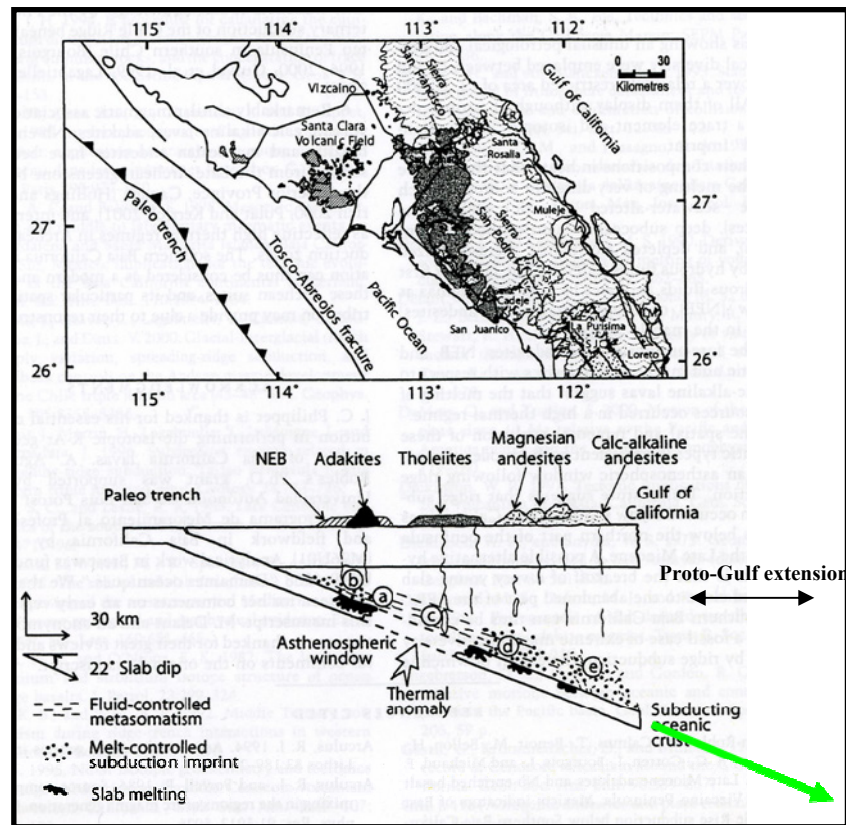


Figura 46. Diagrama esquemático del proceso de rompimiento de la placa Farallón por debajo de la Península de Baja California entre los 11 y 7 Ma según Benoit et al. (2002). El rompimiento se produce cerca de la trinchera en la zona del campo volcánico de Santa Clara. La erosión térmica de la placa debido al influjo del material del manto astenosférico genera la fusión de las orillas de la placa en los límites de la ventana astenosférica. Las adakitas y NEB se generan a partir de la fusión de la placa, las toleitas y andesitas magnésicas son el producto de la interacción de mezclas adakíticas con la cuña del manto previamente metasomatizado. Modificada de Benoit et al. (2002)

Aunque esta interpretación no es del todo concluyente, esta evidencia se suma a las observaciones que cuestionan la viabilidad del modelo del rompimiento de la placa por

debajo de Baja California, como el posible origen de la actividad volcánica post-subducción. Es importante recalcar que estas discrepancias no excluyen la posibilidad de que el rompimiento de la placa pudiera haber ocurrido en otras zonas de la margen oeste de Norte-América. Por ejemplo la evidencia que se desprende de una serie de estudios tomográficos de alta resolución, sugiere que el rompimiento de la placa pudo ocurrir por debajo del Golfo de California, ya que no hay una detección precisa de la placa subducida incluso a profundidades mayores a los 600 km (Sigloch et al., 2008; Kustowski et al., 2008; Burdick et al., 2008; Li et al., 2008).

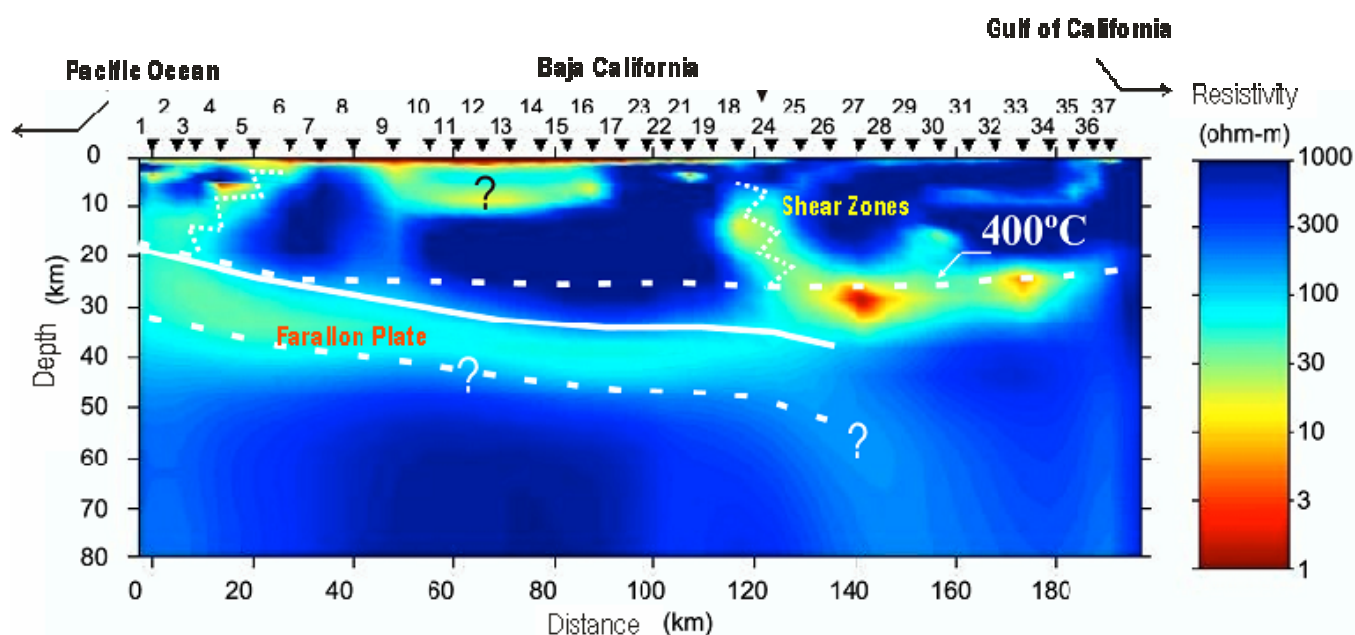


Figura 47. Interpretación del modelo geoelectrico del transecto magneto telúrico realizado en Baja California a la altura de la latitud 28°N por Romo (2002). En esta imagen de la distribución de la conductividad en la litosfera, se indican con línea blanca continua el techo de la corteza oceánica subducida, la base se dibuja con línea discontinua para indicar mayor incertidumbre, y las zonas de sutura en la corteza continental se indican con rasgos quebrados punteados. Las anomalías de conductividad encontradas en la corteza peninsular sugieren la presencia de relictos de una placa oceánica subducida cuya subducción cesó hace 12.5 Ma. (Modificada de Romo, 2002).

Sin embargo, los resultados del modelado numérico de los procesos del acercamiento de la dorsal a la trinchera en la latitud de la península realizados por Andrews y Bilen (2008) sugieren que aun cuando el rompimiento puede ocurrir en las cercanías de la trinchera, no hay un ascenso significativo del material del manto astenosférico hacia la cuña del manto

litosférico. De hecho, después de un breve periodo de ≈ 1 Ma de duración, las líneas de flujo del manto astenosférico se invierten señalando que todo ese material es arrastrado por la placa rota hacia el manto inferior (Figura 48).

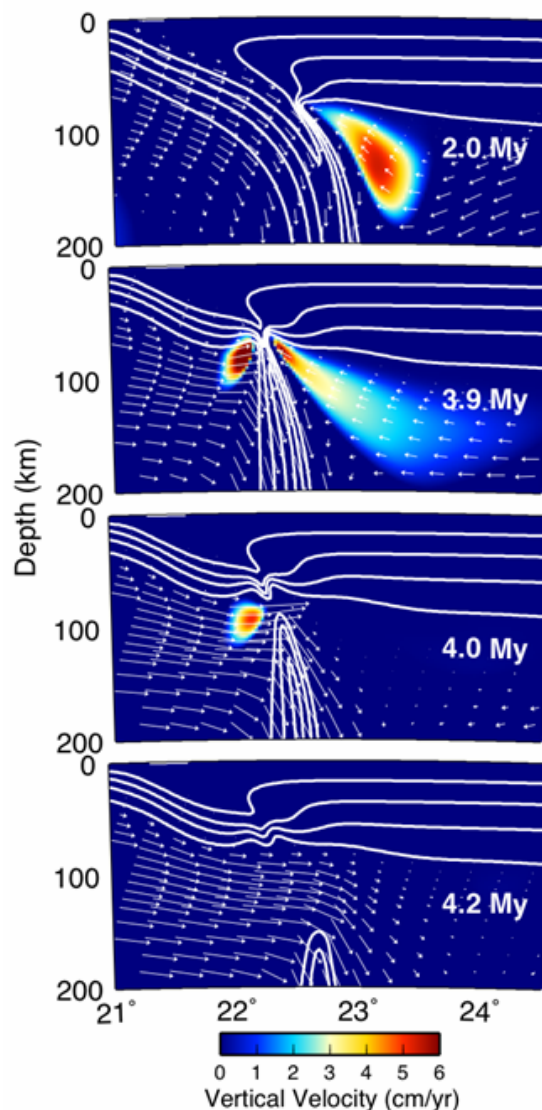


Figura 48. Componente vertical de la velocidad para el modelo numérico del rompimiento de la placa de Andrews y Bilen (2008). La progresión mostrada para los diferentes intervalos de tiempo es como sigue: A) subducción activa, B) rápido estrangulamiento de la placa/ deformación localizada y velocidades mas someras cercanas a la trinchera, C) Periodo transitorio de ascenso del manto astenosférico hacia la cuna del manto (< 1 Ma), D) hundimiento de la placa rota y arrastre del material del manto astenosférico hacia el manto inferior. (Tomada de Andrews y Bilen, 2008).

Los resultados de Andrews y Bilen (2008) cuestionan la suposición de que el rompimiento de la placa implica un ascenso continuo del manto astenosférico hacia la cuña del manto litosférico, al sugerir que éste es un fenómeno meramente transitorio. Esta evidencia se contrapone claramente con los patrones espaciales y temporales del volcanismo post-subducción que muestran que la actividad volcánica asociada con procesos de fusión de la litósfera oceánica a altas temperaturas no tuvo un carácter transitorio sino que es prácticamente continua desde los 12.5 Ma hasta el Cuaternario. De esta manera aun cuando la evidencia de los estudios tomográficos antes mencionados es congruente con el rompimiento de la placa por debajo del Golfo de California, existen otras preguntas que quedan sin respuesta incluyendo de manera general el origen del volcanismo post-subducción y otros aspectos como los tipos de mecanismo de transporte que favorecieron el emplazamiento de la actividad volcánica post-subducción mayormente en la península y no sólo en el Golfo, y la generación sostenida de tipos magmáticos asociados a la fusión de la placa durante mas de 6 Ma.

V.3 Un modelo alternativo para el volcanismo post-subducción en Baja California

V.3.1 Marco teórico general

Una de las suposiciones implícitas que comparten cualquiera de los modelos tectónicos discutidos en la sección anterior, es que la actividad volcánica guarda una relación uno a uno con los cambios tectónicos. Es decir, implícito en estos modelos se encuentra la idea de que el tiempo de residencia de los magmas bajo la superficie es lo suficientemente corto como para que la edad de las rocas volcánicas eruptadas refleje la edad de la generación original de los magmas. Una visión diferente del volcanismo está desglosada en el modelo de “Sistemas volcánicos” propuesto por Cañón-Tapia y Walker (2004). En este modelo, la *posición y características* de las zonas profundas de *producción de magma*, evolucionan en periodos de millones de años y están influenciadas por los cambios tectónicos. Sin embargo, la *actividad volcánica* está determinada por factores

locales. El desacople propuesto por este modelo, entre el momento de la generación de los magmas y el momento de su extracción y erupción (emplazamiento en superficie), da lugar a patrones espacio-temporales y composicionales que pueden ser relativamente complejos. En particular, este modelo cuestiona la supuesta correlación entre un cambio tectónico específico y la creación de magmas de una composición en particular. Por el contrario, este modelo favorece la asociación genérica entre cambios regionales en la presión, la temperatura, y el contenido de volátiles, en combinación con pequeñas inhomogeneidades del manto. La evidencia que apoya el marco teórico del modelo de “sistemas volcánicos” incluye estudios de tomografía regionales que han establecido la existencia de las zonas de alta atenuación sísmica (low-Q) o zonas de baja velocidad (LVZ por sus siglas en Inglés) que parecen coincidir con las raíces de cualquier sistema volcánico (e.g., Grand, 1994; Thybo y Perchuc, 1997; Hasegawa et al., 2005; Wagner et al., 2006; Thybo, 2006). Aunque la interpretación que liga la existencia de zonas de baja velocidad con la presencia de material fundido, sigue siendo controversial y polémica (Matsushima, 1989; Priestley y McKenzie, 2006), es generalmente bien aceptado que estas zonas reflejan la presencia de pequeñas cantidades de material fundido (de 1 a 2% y hasta el 10% en algunos casos) y que pueden abarcar grandes superficies, estando particularmente bien definidas en escenarios tectónicos activos como las zonas de subducción que se encuentran actualmente activas (Figura 49) (Thybo y Perchuc, 1997; Thybo, 2006).

Otro aspecto del modelo de “sistemas volcánicos” propuesto por Cañón-Tapia y Walker (2004) es que la generación de magmas en las zonas de baja velocidad puede estar influenciada por variaciones locales en la composición del manto. A pesar de que estas inhomogeneidades del manto puedan ser extremadamente pequeñas ($\approx$ pocas decenas de km de acuerdo con Cañón-Tapia y Walker, 2004) desde el punto de vista tectónico, y por lo tanto no influyen la existencia y evolución a largo plazo de las zonas de baja velocidad, pueden ser lo suficientemente significativas como para sostener variaciones localizadas en el contenido de material fundido y posiblemente en su composición química. En consecuencia, las anomalías del manto desde el punto de vista de los

sistemas volcánicos, están compuestas por una serie de pequeñas concentraciones o “charcos” aislados de magma que evolucionan muy lentamente en el tiempo. De acuerdo con las tomografías sísmicas las zonas de baja velocidad pueden ser particularmente extensas, por lo tanto, las concentraciones de material fundido pueden ser del orden de las decenas de kilómetros (Zhao, 2004). De acuerdo con este marco teórico los factores que permiten la extracción del magma de las zonas de baja velocidad incluyen a la litología local de la roca encajonante y el estado de esfuerzos que ésta experimenta.

V.3.2 Aplicación a Baja California

En el caso de la Península de Baja California, la subducción previa a los 12.5 Ma no fue solamente responsable de la creación de una zona de fusión parcial que alimentó el volcanismo de arco, sino que también produjo zonas de concentración de esfuerzos debidas a la flexión de la placa superior (Figura 50A). La flexión de la corteza facilitó el fracturamiento hidráulico y el ascenso del magma a lo largo de la “zona del arco”. Los contactos entre los terrenos acresionados Jurásicos pueden haber facilitado el ascenso del magma o bien contribuido a la concentración de los esfuerzos. Tal y como se modeló en la experimentación numérica (Capítulo 4), una vez que cesa la subducción a los 12.5 Ma, la distribución de los esfuerzos en la placa superior cambia dramáticamente en respuesta al establecimiento de nuevas condiciones de frontera. Estos cambios incluyen: (1) el desarrollo de una fuerza de empuje debida al ascenso del manto a lo largo del eje del rift del Golfo de California, (2) el término del efecto debido a la fuerza de succión a lo largo del antearco ocasionado por el cese de la subducción, y (3) la aparición de tracciones tensionales a lo largo de la zona de subducción “inactiva” debida a la captura de Baja California por la placa Pacífico. En otras palabras, la experimentación numérica discutida en el capítulo anterior mostró que los cambios en los esfuerzos principales asociados a cambios tectónicos mayores (e.g., el final de la subducción y el inicio del rift en el Golfo de California) conllevan eventos transitorios de redistribución de los esfuerzos.

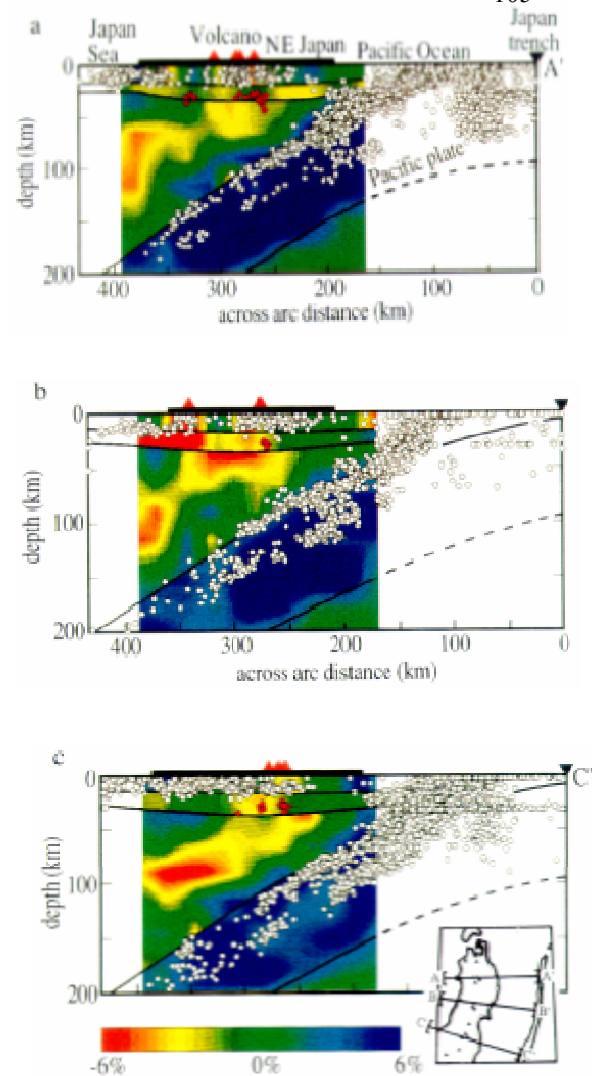
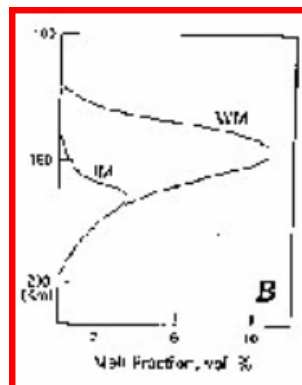
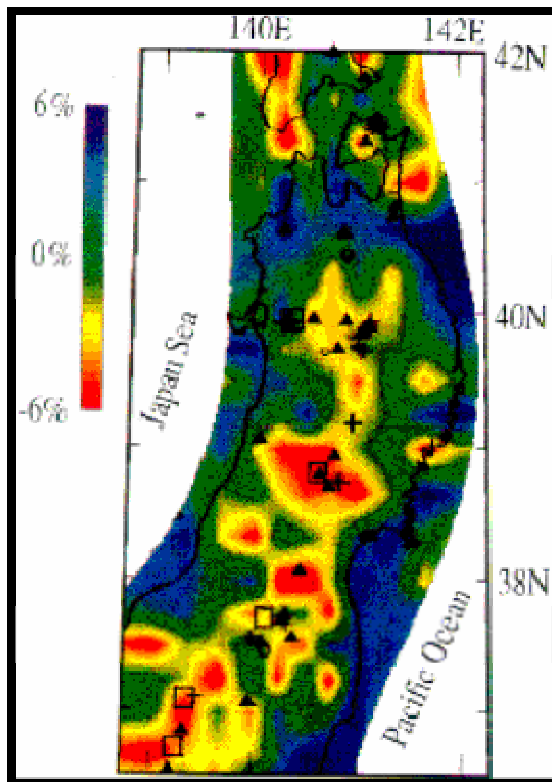


Figura 49. (Izq.-arriba). Perturbaciones en la velocidad de la onda S a lo largo de la inclinada zona de baja velocidad en la cuña del manto al NE de Japón. (Izq.-abajo) volumen de la fracción de material fundido en peridotitas en función de altas presiones y temperaturas de acuerdo con Sato y Ryan (1994). (Der.) Secciones transversales verticales tomadas a través del arco japonés (mapa de la esquina inferior derecha). En estas secciones se muestra la perturbación en la velocidad de onda P. Los triángulos rojos muestran la localización de volcanes activos mientras que los puntos blancos y círculos rojos muestran microsismos someros y microsismos de baja frecuencia respectivamente. Las zonas rojas y azules representan altas y bajas atenuaciones respectivamente de acuerdo con la escala que se muestra en el límite inferior de la figura. (Modificada de Zhao, 2004).

Los tiempos típicos de relajación de la corteza (Turcotte y Shubert, 2002) indican que los eventos de redistribución regional de esfuerzos tienden a desaparecer rápidamente una vez que finaliza la perturbación tectónica y que se reestablece un estado estable en la frontera entre placas, en el marco de la nueva configuración. La magnitud de estas perturbaciones no es lo suficientemente importante como para producir la creación de una nueva frontera entre placas o la flexión de la placa superior, pero puede ser suficiente como para permitir el fracturamiento hidráulico requerido para iniciar la extracción del magma que eventualmente lleva a una erupción volcánica en la superficie. Por lo tanto, cambios en el estilo de la extracción del magma y del volcanismo como tal, reflejan cambios locales en los esfuerzos más que cambios repentinos en la tasa de producción de magmas. Por tal motivo, en el modelo propuesto en esta tesis la re-distribución de los esfuerzos es visualizada como el factor que favorece la apertura de nuevas rutas para el magma fuera de los límites de la “zona del arco”. Estos nuevos caminos de ascenso del magma permiten por ejemplo, el emplazamiento de un primer pulso de volcanismo post-subducción entre los 11.1 a los 7.5 Ma (Figura 49B). Este lapso de 3 Ma coincide con el tiempo de relajación promedio de la corteza en cinturones de deformación activa (McKenzie y Jackson, 2002).

Una vez que se alcanza de manera gradual un nuevo equilibrio tectónico, el volcanismo disminuye significativamente, aunque la producción de magma en profundidad puede continuar por más tiempo (Figura 49C). A los ca. 6 Ma, se establece el régimen moderno transtensional de la provincia extensional del Golfo de California y se renueva la actividad en la margen este de la Península. Este régimen transtensivo genera una vez más un cambio mayor en la distribución de los esfuerzos en la placa superior. En este caso la principal fuerza tectónica cambia su orientación normal a la trinchera extinta a una orientación paralela a la misma. Sin embargo, la deformación en la placa superior se distribuye en esta ocasión de manera compleja. Inicialmente es acomodada por zonas de falla paralelas a la antigua trinchera y luego es repartida entre movimientos de desplazamiento lateral al oeste y la extensión en el este a lo largo de la traza del antiguo arco volcánico (Stock y Hodges, 1989; Axen, 1995).

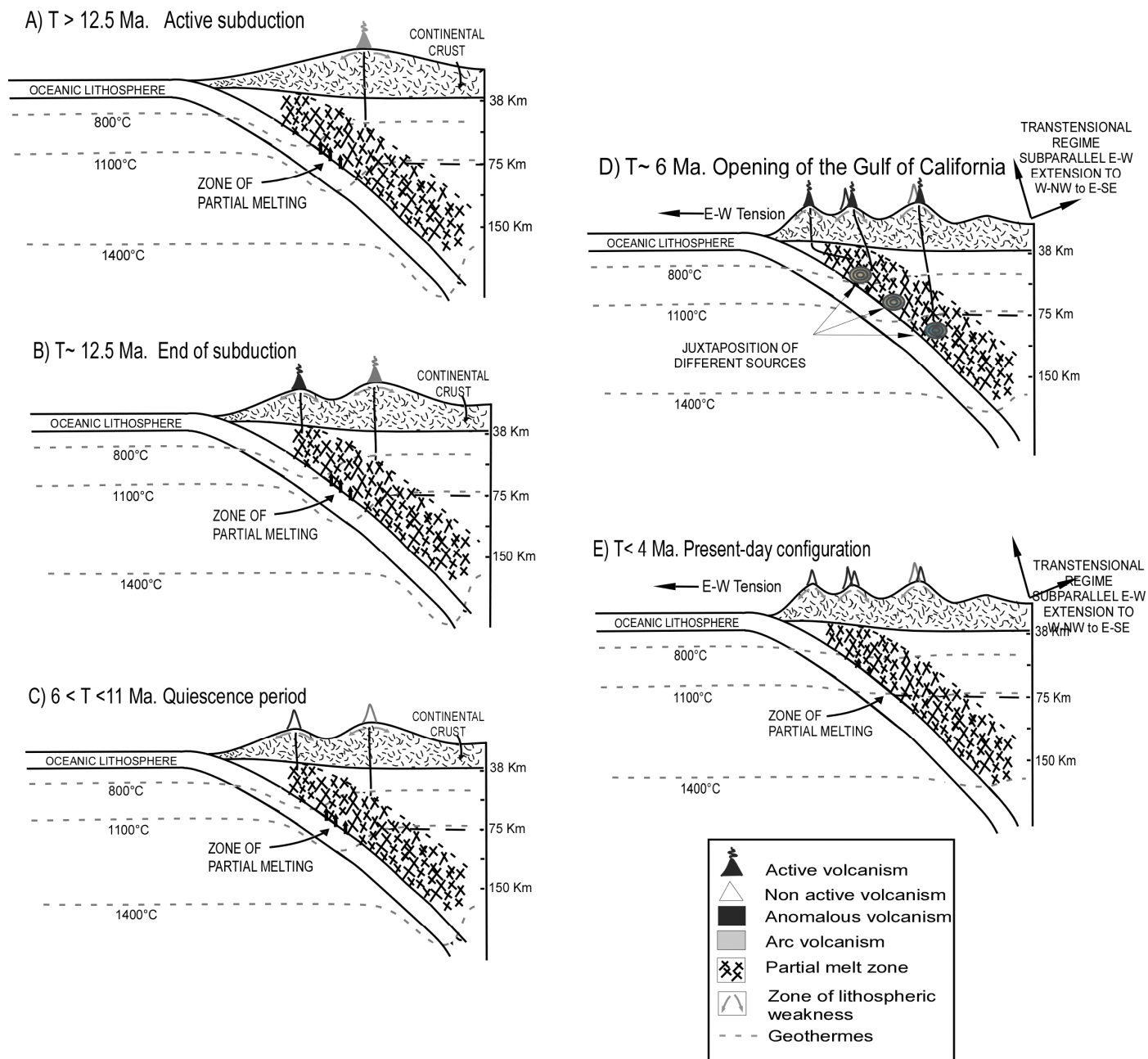


Figura 50. Esquema que muestra las diferentes etapas del modelo revisado presentado en este trabajo en el contexto de “sistemas volcánicos”. La estructura térmica (geotermas) se representa con líneas punteadas que siguen el modelo de elementos finitos de Davies y Stevenson (1992) y Manea (2004). Otros símbolos como en la figura 46. Ver texto para la explicación detallada de cada etapa.

Este proceso de partición ocurre a una tasa lenta dando lugar a diversas zonas de acomodo a lo largo y ancho de la región, resultando en un periodo donde la Península se comportó como una microplaca rígida flanqueada en ambos lados por el desplazamiento entre las placas Pacífico y Norte-América. Por lo tanto, una intensa deformación a lo largo de la placa superior generó reacomodos transitorios que modifican la distribución de los esfuerzos, especialmente en las zonas del antearco y el trasarco promoviendo el fracturamiento hidráulico en un segundo pulso renovado de volcanismo post-subducción en la margen oeste de la Península durante el Plioceno y Pleistoceno (Figura 50D). Una vez más el decaimiento de los esfuerzos transitorios redujo la posibilidad de la formación de zonas localizadas con una menor resistencia efectiva de las rocas que pudieran promover procesos de fracturamiento hidráulico. Los recientes resultados de monitoreos con GPS combinados con evidencia de fallamiento activo y sismicidad, indican que la transferencia de la Península de Baja California a la placa Pacífico es un proceso todavía activo (Dixon et al., 2000; González-García et al., 2003). Sin embargo, los esfuerzos corticales en la Península se encuentran actualmente por debajo del nivel requerido para permitir el ascenso de magma, lo que explica por qué la actividad volcánica ha disminuido en los últimos 3 Ma a pesar de la presencia continua de una zona de baja velocidad por debajo de Baja California (Figura 50E). Esta interpretación se apoya en estudios recientes de sísmica de reflexión realizados a lo largo del extremo sur del sistema de fallas San Benito-Tosco abreojos que sugiere que la margen oeste de Norte-América a la latitud de la Península está sujeta a esfuerzos tensionales tal y como lo evidencian los extensos sistemas de fallas normales y mecanismos focales de sismos (Requena-González, 2006).

En todo caso, un régimen de esfuerzos extensional puede explicar la reciente actividad del complejo volcánico de Tres Vírgenes y el campo geotérmico de Cerro Prieto.

V.3.3 Generación de inhomogeneidades del manto y juxtaposición de fuentes.

En lo que respecta a la diversidad composicional observada en el volcanismo post-subducción en Baja California, ésta puede ser explicada en términos de la existencia de inhomogeneidades del manto, presentes incluso durante el tiempo de subducción activa, acopladas con la evolución térmica “normal” del sistema volcánico de la Península. La existencia de inhomogeneidades de pequeña escala en la cuña del manto está justificada por las variaciones locales de las variables sísmicas observadas en imágenes tomográficas de alta resolución de zonas de subducción actuales (e.g., Hasegawa et al., 2005; Wagner et al., 2006), y por los resultados del modelado numérico de los procesos de la cuña del manto (e.g., Gerya et al., 2006; Gorczyk et al., 2006). Estos modelos numéricos revelan que la cuña del manto puede albergar la juxtaposición de “plumas mixtas” y “plumas puras” dando lugar a diferentes tipos de magma, y por lo tanto a pulsos contemporáneos de volcanismo bimodal (Figura 51). De hecho Gerya et al. (2006) sugieren que las plumas puras se forman a partir de la fusión del manto como consecuencia de la infiltración de fluidos ricos en agua derivados de la placa subducida, dando lugar a magmas primitivos como las toleítas. Por otro lado las plumas mixtas mezclan material de la placa con el manto metasomatizado, resultando en firmas corticales “anómalas” como pueden ser las adakititas. Además, puede darse un zonamiento térmico y composicional en plumas puras que ascienden rápidamente, generando pulsos de volcanismo bimodal que puede producir basaltos a partir de la capa superficial de la pluma que es pobre en agua y andesitas magnéticas a partir del interior de la pluma que está mas frío y es rico en agua. Estas inhomogeneidades pueden resultar en la juxtaposición de zonas del manto relativamente aisladas con cantidades variables de material fundido, cuyo desarrollo es controlado por la evolución a largo plazo de las geotermas regionales. Por tal motivo se puede concluir que este escenario explica muy bien uno de los fenómenos típicos observados en el volcanismo post-subducción de la Península de Baja California y que está asociado a la juxtaposición de los productos volcánicos contemporáneos con diferentes composiciones (Figura 52).

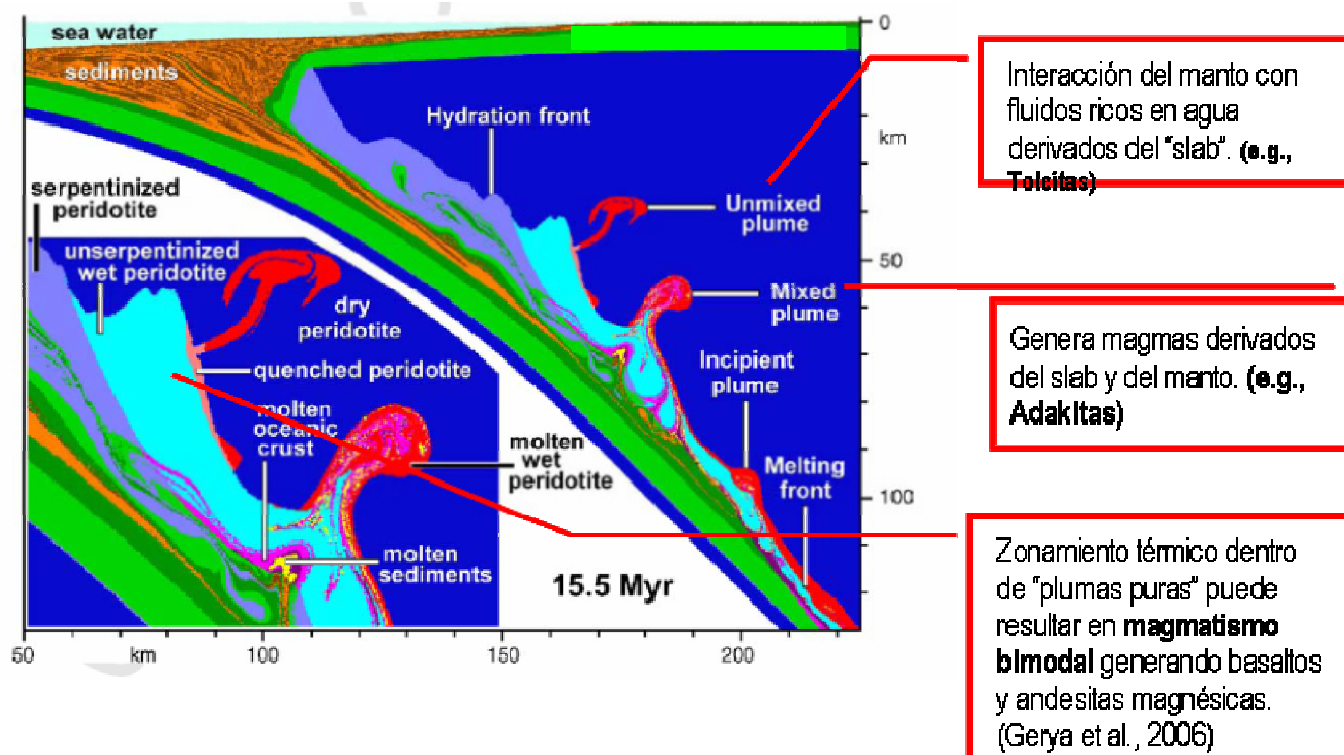


Figura 51. Desarrollo de plumas puras y mixtas debidas a la hidratación de la cuña del manto por fluidos liberados de la placa subducida de acuerdo con Gerya et al. (2006). En esta figura se muestran los resultados de la experimentación numérica de alta resolución realizado por estos autores. Las corrugaciones a lo largo del eje de hidratación refleja la dinámica de la deshidratación de la placa subducida. En los acercamientos se muestran algunas estructuras litológicas de las plumas puras y mixtas. (Modificada de Gerya et al., 2006).

V.3.4 Evolución térmica del sistema volcánico de Baja California.

Un aspecto del marco teórico del volcanismo usado como base de la propuesta en esta tesis que requiere mayor atención, es la evolución térmica de las anomalías del manto debajo de la Península de Baja California. En términos generales se puede decir que durante la subducción activa las geotermas del manto se deprimen siguiendo la traza de la placa subducida, lo que representa el efecto térmico de la inyección de un material más frío en un manto caliente (Figura 50A). El final de la subducción marca el fin de la

inyección de material más frío y por lo tanto poco después de este evento, las geotermas empiezan a horizontalizarse (Figura 50C). El achatamiento de las geotermas mostrado en esta figura no necesariamente requiere el efecto de la entrada de un material caliente anómalo que asciende, sino que más bien representa el regreso del sistema a un estado estable que fue alterado por la presencia del fenómeno de subducción.

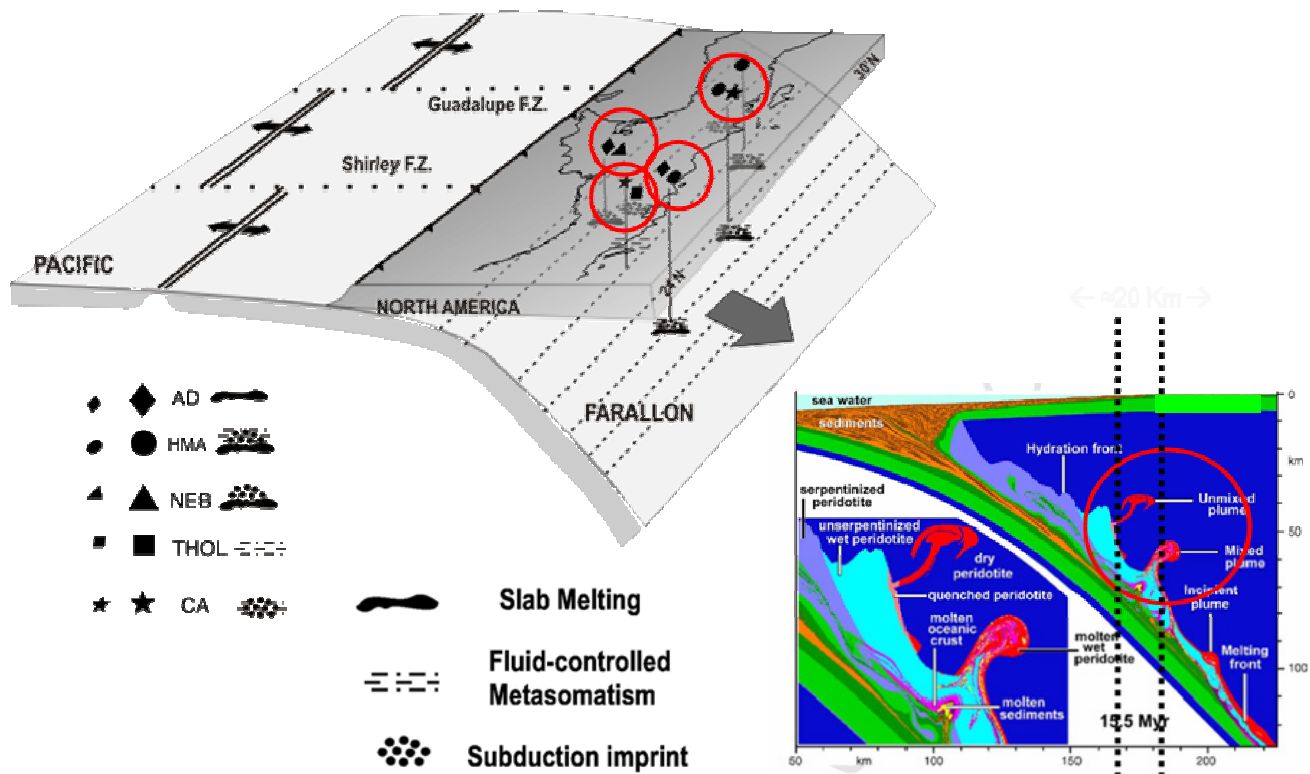


Figura 52. Diagrama tridimensional donde se muestra la localización y afinidad geoquímica del volcanismo post-subducción para un tiempo $6 < T < 8$ Ma. La representación esquemática de las diferentes y sus contribuciones se muestran en la esquina inferior izquierda junto con los símbolos que representan a los diferentes tipos magmáticos. (Derecha) Las líneas punteadas muestran el rango de distancia (ca. ≈ 20 km.) que separa dos plumas juxtapuestas según los resultados de la experimentación numérica del modelo de Gerya et al. (2006).

Sin embargo, este regreso a la posición de equilibrio (marcada por la horizontalización de las geotermas encontradas lejos de zonas de subducción activas) implica un incremento local en la temperatura de la cuña del manto. Este incremento en la temperatura pudo

disparar la fusión de algunas de las inhomogeneidades pre-existentes en el manto que hubieran permanecido sin fundirse hasta ese momento debido a la depresión de las geotermas en tiempos de la subducción activa. Por lo tanto, la diversidad de los productos eruptados en la Península de Baja California durante el periodo comprendido entre los 12.5 y los 6 Ma puede ser interpretada como el resultado de la evolución normal de las geotermas, acoplado a la existencia de inhomogeneidades del manto pre-existentes y heredadas del periodo de subducción activa. Es importante notar que el achatamiento de las geotermas es un proceso a largo plazo que puede tomar millones de años para completarse. Esta evolución tan lenta es debida principalmente a la baja conductividad térmica de la corteza oceánica subducida.

En el caso de Baja California, la variación lateral en la velocidad de la onda de cizalla (shear velocity) (Grand, 1994) acoplada con perfiles tomográficos térmicos realizados a lo largo de la margen oeste de Norte-América (Braile, 1989; Nolet et al., 1998), son consistentes con la presencia de una zona de baja velocidad que se extiende hasta 200 km (E-W) cubriendo prácticamente toda la Península de costa a costa. La magnitud de las anomalías en ondas P (3-5%) y en ondas S (4-7%) pueden interpretarse como la presencia de material fundido (Humphreys and Dueker, 1994). De hecho, estos autores proponen que las anomalías de velocidad por debajo del Sur de California, Nevada, el Basin and Range, Baja California y el Golfo de California, pueden ser producidas por la presencia de 1 a 3% de material fundido presente en la actualidad (Figura 53). Por lo tanto, esta evidencia apoya la idea de que pueden existir zonas de baja velocidad sin que haya actividad volcánica en la superficie. Las secciones transversales de perfiles tomográficos realizados para diferentes transectos de la margen oeste de Norte-América, revelan que la Península de Baja California se localiza en la zona donde la anomalía térmica actual está particularmente bien constreñida (Figura 54).

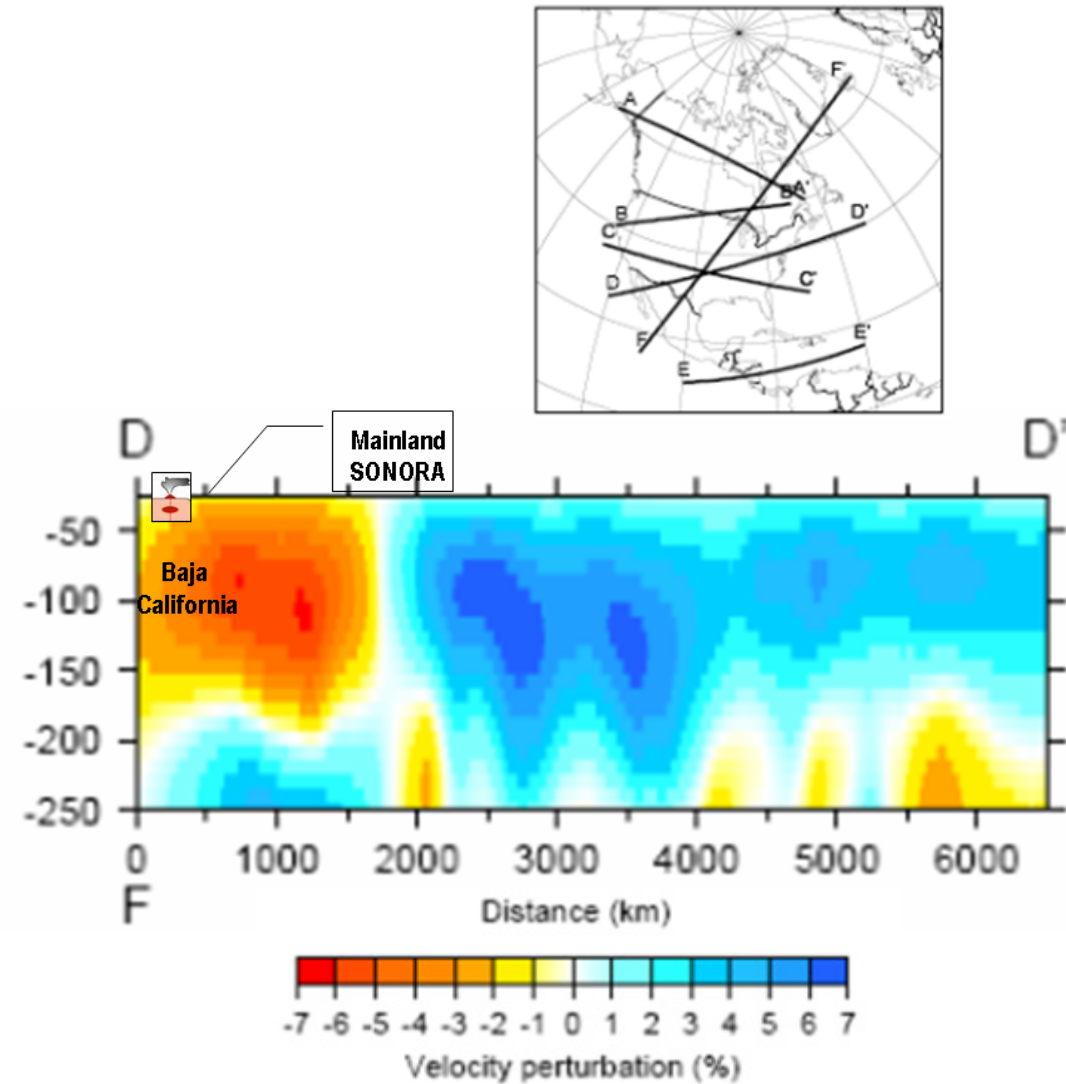
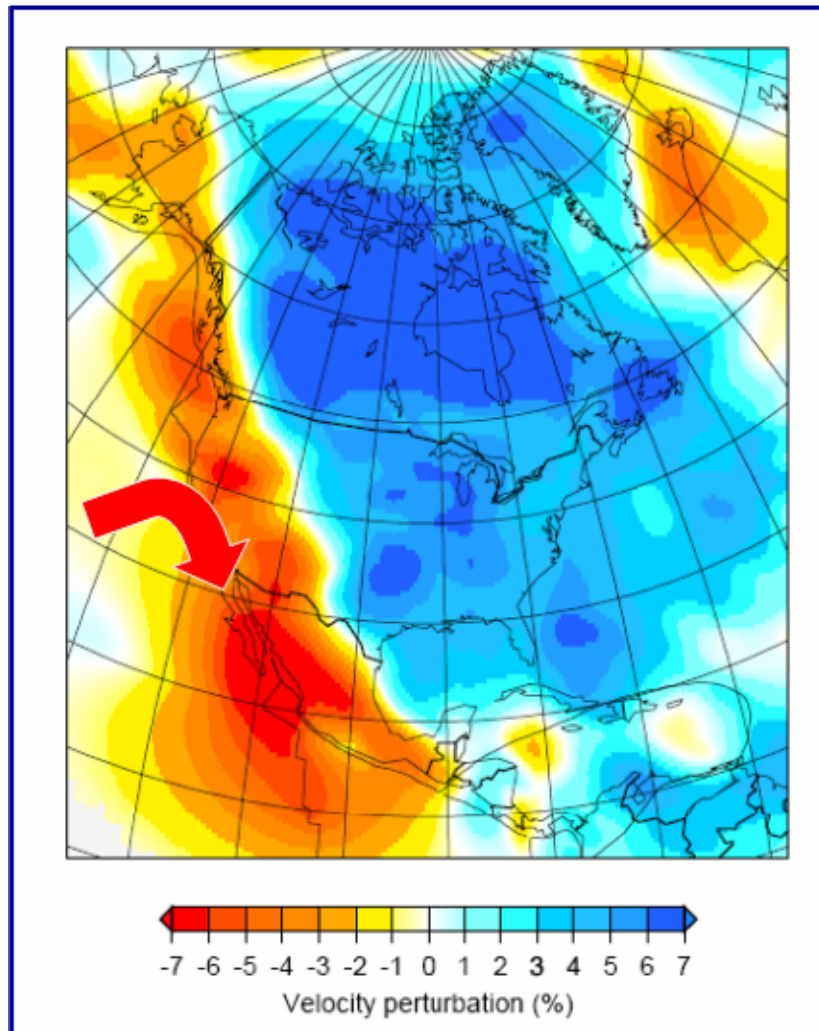


Figura 53. (Izq.) Modelos de perturbación de la velocidad relativa de la onda S para una profundidad de 100 km de acuerdo con Godey et al. (2004). Las zonas de baja velocidad se representan con los colores cálidos mientras que las perturbaciones positivas se representan con colores fríos de acuerdo con la escala presentada. **Figura 54.** (Der.) Sección transversal del mismo modelo de velocidad de la onda S utilizado para la figura 57. La localización del segmento donde fue tomada la sección transversal se muestra en el mapa (arriba-derecha). Modificadas de Godey et al. (2004).

Esta propuesta es consistente con estudios de la evolución térmica de la margen oeste de Norte América que han mostrado la presencia de una anomalía térmica regional y han mostrado que el manto debajo de toda esta zona es un manto “caliente”, con altos niveles de flujo de calor y con una firma térmica que sigue la geoterma de los 1300°C a profundidades de 50 km excediendo la marca del “dry solidus” para estas profundidades (Figura 55) (Goes y Van Der Lee, 2002, Godey et al., 2004).

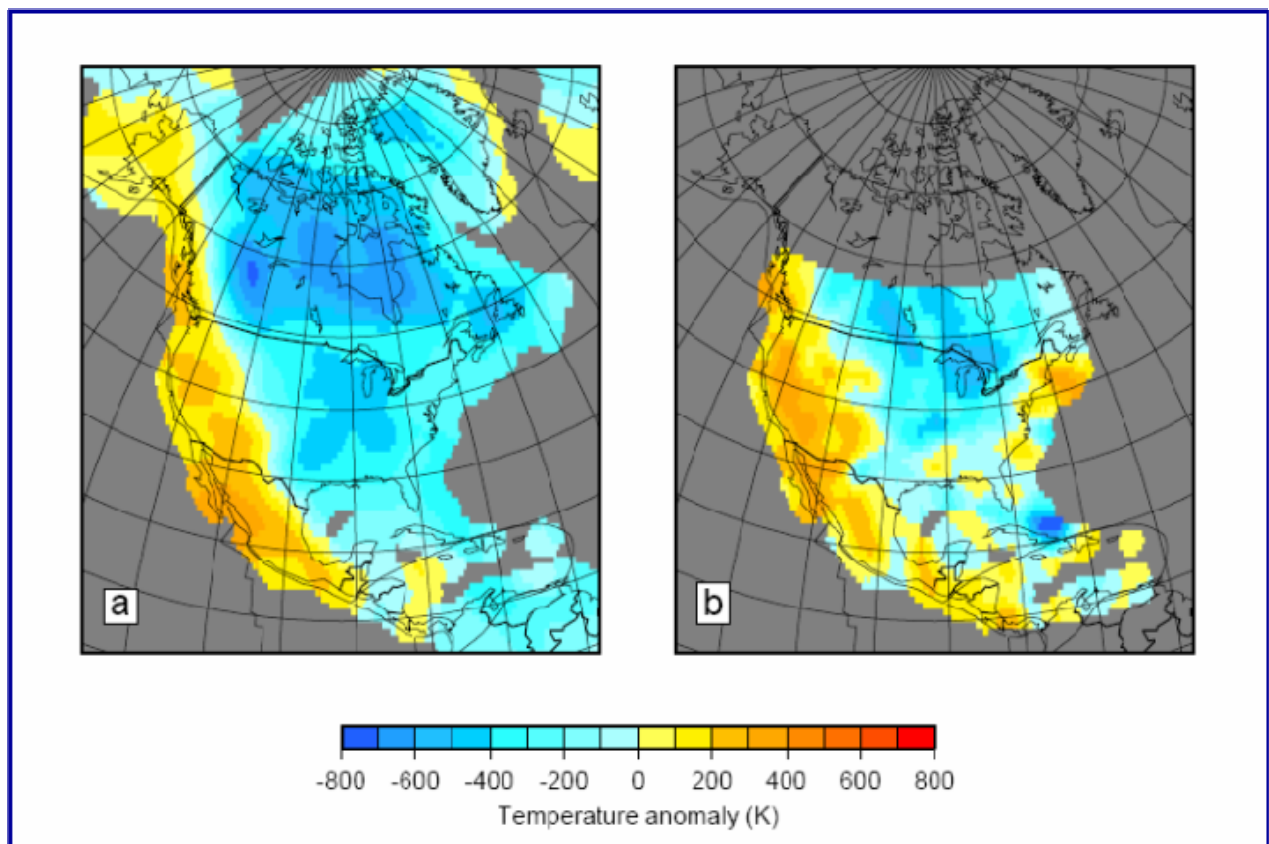


Figura 55. Mapas de las anomalías de temperaturas promedio obtenidas por Godey et al. (2004) a partir de la inversión de dos modelos diferentes de la velocidad de la onda S (izq.) Original-Godey y (der.) modelo NA00 para 110 km de profundidad en la margen oeste de Norte-América. (Modificada de Godey et al., 2004).

Aunque la fuente de energía que mantiene todo este material caliente pudiera estar relacionada con procesos de extensión, adelgazamiento de la corteza, y una astenósfera mas somera (Castillo, 2008), ésta fuente permanece incierta en la actualidad, la presencia

de dicha anomalía térmica de gran escala así como la fuerte variación lateral por debajo de diversas partes de la margen oeste de Norte-América incluyendo a Baja California y el Golfo de California, son evidencias consistentes con un aumento de la temperatura regional que puede explicar la generación de magmas adakíticos y otras firmas geoquímicas anómalas observadas en el volcanismo post-subducción, sin la necesidad de invocar otros escenarios tectónicos más complejos (i.e., ventanas astenosféricas). El escenario alternativo propuesto en esta tesis (Figura 50) explica de manera más integral toda la gama de observaciones disponibles que incluye los patrones espacio-temporales y composicionales del volcanismo post-subducción en Baja California, así como una serie de evidencias geofísicas indirectas que hacen innecesaria la suposición de una ruptura de la placa exactamente por debajo de la Península.

Conclusiones

El análisis detallado de las relaciones espacio-temporales y composicionales de rocas volcánicas del Neógeno en Baja California localizadas entre las latitudes 24° N a 31° N muestra la erupción contemporánea de adakitas, toleíitas, andesitas magnésicas y basaltos enriquecidos en Neobio además de dacitas y riolitas calciocalinas que no definen ningún patrón espacio-temporal obvio durante el periodo que siguió al final de la subducción y al principio de la extensión que llevó a la formación del Golfo de California.

La generación de estas rocas volcánicas, inusuales en escenarios tectónicos asociados a procesos de subducción previos, ha sido atribuida en este trabajo al aumento gradual de la temperatura asociado con el regreso al estado térmico estable que sigue al final de la subducción, y a las inhomogeneidades del manto que estuvieron presentes incluso durante el periodo de subducción activa. En esta interpretación la forma y extensión de la zona de baja velocidad de Baja California de hasta 200 km de extensión lateral en dirección E-W, cambió muy lentamente durante el Neógeno promoviendo el emplazamiento de diversos paquetes o concentraciones de magma de pequeña escala con firmas geoquímicas diversas que eventualmente produjeron el rango completo de composiciones geoquímicas que conforman el volcanismo post-subducción en Baja California. Adicionalmente, la presencia de una anomalía térmica regional y una alta variación lateral debajo de una amplia zona en la margen occidental de Norte-América que incluye a Baja California y al Golfo de California, sugiere que la firma térmica de la Península es compatible con la presencia de magmas asociados a altas temperaturas. En este entorno más caliente, las fuentes de los diferentes tipos de magma pueden haber estado activas de manera simultánea. Es importante recalcar que el incremento en la

temperatura del manto no necesita de un escenario que incluya una ventana astenosférica, sino que puede ser explicado como el resultado tanto de la anomalía térmica regional como del regreso al estado estable y a gradientes de temperatura normales después del cese de la subducción activa. En consecuencia, la gran diversidad del volcanismo post-subducción en Baja California puede ser explicada en términos del tamaño y características de la zona de baja velocidad compuesta por una juxtaposición de pequeños remanentes de material fundido con diversas afinidades geoquímicas.

Los cambios en la distribución regional de los esfuerzos, relacionados con las principales transiciones tectónicas, son considerados aquí como el factor primordial que dispara la erupción de algunos de estos pequeños reservorios de magma. En el contexto de la distribución de los esfuerzos y el rol de éstos en el control del volcanismo activo, concluimos con base en los resultados de la experimentación numérica, que los cambios en las magnitudes de los esfuerzos que siguieron a las transiciones tectónicas principales (i.e., fin de la subducción e inicio de la apertura del Golfo), influenciaron la posición del volcanismo post-subducción. En contraste, el análisis de alineaciones de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja mostró que la deformación regional tuvo un control menor sobre la orientación de los esfuerzos responsables del emplazamiento del volcanismo en la región central de Baja California. Por tal motivo, es razonable concluir que los factores que permitieron la extracción del magma de las zonas de baja velocidad debajo de la Península de Baja California son de carácter local (i.e., litología, estado de esfuerzos local) y no están enteramente controlados por la deformación regional. Por lo tanto, las variables tectónicas tuvieron poca influencia en la ocurrencia del volcanismo. Por otro lado, el análisis de alineaciones nos permitió inferir el grado de desacoplamiento que existe entre los sistemas volcánicos y los “esfuerzos tectónicos” para el caso de Baja California y el volcanismo post-subducción, mostrando que la correlación entre estos sistemas no es directa, tal y como se proponía en trabajos previos.

Finalmente, el modelo alternativo propuesto para explicar el origen del volcanismo post-subducción en Baja California es consistente con las observaciones geológicas y geofísicas y nos permite reconciliar las relaciones temporales-espaciales y composicionales que caracterizan este volcanismo. Además al re-evaluar la relación entre la tectónica de placas y el volcanismo post-subducción en Baja California es posible vislumbrar cuales son las áreas de oportunidad y las fuentes de información que necesitan ser ampliadas de manera que se complete todavía más la evolución magmática de la península. Por ejemplo, los resultados del modelado numérico han puesto en evidencia la necesidad de elaborar un modelo más robusto capaz de capturar la evolución térmica de la cuña del manto a través de las distintas transiciones tectónicas. De esta manera, sería factible modelar los procesos de fusión parcial en la cuña del manto litosférico peninsular, es decir, la localización y extensión de las zonas de generación de material fundido y su relación con el cambio en el estado de esfuerzos y los patrones espacio-temporales y composicionales del volcanismo post-subducción previamente analizados en este trabajo. De igual relevancia sería promover la aplicación de estudios de tomografía sísmica de alta resolución realizados específicamente para la península y la zona del golfo de California, con el fin de detectar con mayor precisión que lo que se ha logrado hasta ahora en estudios regionales, la presencia, ya sea de la placa subducida o bien la extensión de la posible ventana astenosférica por debajo de la Península. Una base de datos sísmicos particularmente robusta puede completar una aproximación multidisciplinaria que unida a toda la información analizada en este trabajo termine por aportar evidencia clave de las características principales del sistema volcánico (i.e., localización y extensión de la zona de baja velocidad) que originaron el volcanismo post-subducción en Baja California.

Referencias Bibliográficas

Abratis, M., Wörner, G., 2001. Ridge collision, slab window formation and the flux of the Pacific asthenosphere into the Caribbean real. *Geology*, 29: 127-130.

Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury, R.C., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2001, Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California?, *Geology*, 29: 531-534.

Ancochea, E., Brandle, J. L., 1982. Alineaciones de volcanes en la región volcánica central española. *Revista de Geofísica*. 38: 133-138.

Ancochea, E., Brandle, J. L., y Huertas, M. J., 1995. Alineaciones de centros volcánicos en la isla Tenerife. *Geogaceta*, 17: 53-58.

Andrews, E. R., y Billen, M. I., 2008. 2D Numerical models of slab detachment due to ridge-trench collision. 2008 Workshop for advancing numerical modeling of mantle convection and lithospheric dynamics. Poster.

Arcasoy, A., 2001. A new method for detecting the alignments from point-like features: an application to the volcanic cones of Cappadocian Volcanic Province, Turkey. Middle East Technical University, Ankara, Ph.D. Dissertation, 174pp.

Arcasoy, A., Toprak, V., Kaymakçi, N., 2004: Comprehensive Strip Based Lineament Detection Method (COSBALID) from point-like features: a GIS approach. *Computers & Geosciences*, 30:45–57.

Atherton, M. P., Petford, N., 1993. Generation of sodium-rich-magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362: 144-146.

Atwater, T., y Stock, J., 1998. Pacific North-America plate tectonics of the Neogene Southwestern United States: An update. *International Geology Review*, 40: 375-402.

Axen, G., 1995, Extensional segmentation of the Main Gulf Escarpment, Mexico and Unites States. *Geology*, 23: 515-518.

Barboni, M., Bussy, F., 2008. Variscan adakites in Brittany, France – potential sources and geodynamic implications. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU2008-A-05182. EGU General Assembly.

Barnes, D. A. 1984. Volcanic arc derived, Mesozoic sedimentary rocks Vizcaino Peninsula, Baja California Sur, Mexico. In Frizzell, V.A., Jr., ed. *Geology of the Baja California Peninsula*, SEPM Pac. Sec., 39: 119-130.

Batiza, R., 1978, Geology, petrology and geochemistry of Isla Tortuga, a recently formed tholeiitic island in the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 1309-1324.

Baksa, A. K., Archibald, D. A., Farrar, E., 1996. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards. *Chemical Geology*, 129, 3-4: 307-324.

Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon E. y Eissen, J. P. 2001. Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. *Earth and Planetary Science Letters* 192 (4): 561-570.

Bourdon, E., Eissen, J. P., Gutscher, M. A., Monzier, M. Hall, M. L. y Cotton, J. 2003. Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters* 205(3-4): 123-138.

Bellon, H., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Maury, R.C., Bourgois, J., Cotten, J., 2006. La Purísima Volcanic Field, Baja California Sur, México: Mid-Miocene to Recent volcanism in relation with subduction and asthenospheric window opening. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 152: 253-272.

Benoit, H., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Bourgois, J., Cotten, J., Maury, R.C., 2002, Geochemical diversity of late Miocene Volcanism in southern Baja California, Mexico: Implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window. *J. Geol.*, 110: 627-648.

Bigioggero, B., Chiesa, S., Zanchi, A., Montrasio, A., Vezzoli, L., 1995. The Cerro Mencenares volcanic center, Baja California Sur: Source and tectonic control on post-subduction magmatism within the Gulf Rift. *GSA Bull.*, 107: 1108-1122.

Bloomfield, K., 1975. A late Quaternary monogenetic volcanic field in central Mexico. *Geol. Rundsch.*, 64: 476-497.

Bonini, J. A., Baldwin, S. L., 1998, Mesozoic metamorphic and middle to late Tertiary magmatic events on Magdalena Island and Santa Margarita Islands, Baja California Sur, Mexico: Implications for the tectonic evolution of the Baja California continental borderland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110: 1094-1104.

Bourgois, J., Michaud, F., 2002. Comparison between the Chile and Mexico triple junction areas substantiates slab window development beneath northwestern Mexico during the past 12.5-12 Ma. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 20: 35-44.

Braile, L. W. 1989. Seismic properties of the crust and uppermost mantle of the conterminous United States and adjacent Canada. In L.C. Pakiser, y W.D. Mooney (Editors), Geophysical Framework of the Continental United States. Mem. Geol. Soc. Am., 172: 655-680.

Brandle, J. L., Ancochea, E., 1995. A method to define points of different straight lines: Applications in Geocrhoonology. International Association for Mathematical Geology, 1995 Annual Conference. Abstracts for technical program, Osaka, Japan. 169-172.

Brooks, C. J., James, D. E., Hart, S. R., 1976. Ancient lithosphere: Its role in young continental volcanism. Science, 193: 1086-1094.

Burdick, S., Li, C., Martynov, V., Cox, T., Eakins, J., Astiz, L., Vernon, F.L., Pavlis, G.L., Van der Hilst, R.D., 2008. Upper mantle heterogeneity beneath North America from travel time tomography with global and USArray transportable array data, Seismological Research Letters, vol. 79:3, 384-392.

Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., Michaud, F., 2003. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites ("bajaites") from Baja California, Mexico: the role of slab melts. Lithos, 66: 77-105.

Campbell, J. B., 1996, Introduction to Remote Sensing (New York: The Guilford Press).

Cañón-Tapia, E., Walker, G. P.L., 2004, Global aspects of volcanism: the perspectives of "plate tectonics" and "volcanic systems". Earth. Sci. Rev., 66: 163-182.

Capra, L., Macías, J. L., Espíndola, J. M., Siebe, C., 1998. Holocene Plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, México. J. Volcanol. Geotherm. Res., 80: 239-266.

Carn, S.A., 2000. The Lamongan volcanic field, east Java, Indonesia: Physical volcanology, historic activity and hazards. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 95: 81-108.

Castillo, P. R., Janney, P. E., Solidum, R.U., 1999. Petrology and geochemistry of Caminguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting: Contrib. Mineral. Petrol., 134: 33-51.

Castillo, P.R., Solidum, R.U., Punongbayan, R. S., 2002. Origin of high field strength element enrichment in the Sulu Arc, Southern Philippines, revisited. Geology 30:707–710.

Castillo, P. R., 2006. The cause and source of post-subduction arc magmatism in Baja California, México. Geochim. Cosmochim. Acta. Abstract in programs.

Castillo, P. R., Rigby, S. J., y Solidum, R. U., 2006. Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: Geochemical evidence from the Sulu arc, southern Philippines. *Lithos*, In press. Corrected Proof.

Castillo, P.R., 2008. Origin of the adakite–high-Nb basalt association and its implications for post-subduction magmatism in Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 120: 451–462; doi: 10.1130/B26166.1

Chuvieco, E., 1996. *Fundamentos de Teledetección especial*. Ed. Rialp, Madrid. 568 pp.

Clark, A. H., Archibald, D. A., Lee, A. W., Farrar, E., Hodgson, C. J., 1998. Laser Probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of early- and late-stage alteration assemblages, Rosario porphyry copper–molybdenum deposit, Collahuasi District, I Region, Chile: *Economic Geology*, 93, 326–337.

Cloos, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts. *Geol. Soc. Am. Bull.* 105: 715-737.

Colleta, B., Angelier, J., 1983. Tectonique cassante du nord-ouest Mexicain et ouverture du Gulf of Californie. In : Poppof, M., Tiercelin, J.J. (Eds.), *Rifts et Fosses Anciens : Tectonique-Volcanisme-Sédimentation, Apports de l'Actualisme*. Bull Centre Recherche Exploration, Production Elf Aquitaine 7, 1: 433-441.

Conly, A.G., Brenan, J. M., Bellon, H., Scott, S. D., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 142: 303-341.

Connor, C. B., 1987a. Cinder cone distribution described using cluster analysis and two-dimensional Fourier analysis in the central Transmexican volcanic belt, Mexico and in SE Guatemala and NW El Salvador. Ph.D. Thesis. Dartmouth college, Hanover, NH, 234 pp.

Connor, C. B., 1987b. Structure of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33: 191-200.

Connor, C. B., 1990. Cinder cone clustering in the Transmexican volcanic belt: Implications for structural and petrologic models. *Journal of Geophysical Research*, 95: B12, 19395-19405.

Connor, C. B., Condit, C. D., Crumpler, L. S., Aubele, J. C., 1992. Evidence of regional structural controls on vent distributions: Springerville volcanic field, Arizona. *Journal of Geophysical Research*, 97: B9, 12349-12359.

Connor, C. B., Hill, B. E., 1995. Three nonhomogeneous Poisson models for the probability of basaltic volcanism: Application to the Yucca Mountain region, Nevada, J. Geophys. Res., 100(B6), 10,107–10,125.

Dalrymple, G. y Lanphere, M. 1971. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique of K-Ar dating: A comparison with the conventional technique. Earth and Planetary Science Letters, 12, 300–308.

Davies, G. F., 1999. Dynamic Earth. Plates, plumes and mantle convection. Cambridge, Cambridge University Press, 458 pp.

Davies, J. H., Von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth. Planet. Sci. Lett., 129: 85-102.

Davies, J. H., Stevenson, D. J., 1992. Physical models of source region of subduction zone volcanics. J. Geophys. Res., 97: 2037-2070.

Davis, G. H., 1984. Structural geology of rocks and regions. John Wiley and Sons, Inc., 475 p.

Defant, M. J., Drummond, M. S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347: 662-665.

Defant, M. J., Maury, R. C., Ripley, E. M., Feigenson, M. D., Jacques, D., 1991. An example of island-arc petrogenesis: geochemistry and petrology of the southern Luzon arc, Philippines. J. Petrol., 32: 455-500.

Defant, M. J., Jackson, T. E., Drummond, M. S., de Boer, J. Z., Bellon, H., Feigenson, M. D., Maury, R. C., Steward, R. H., 1992. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. J. Geol. Soc. (Lond.), 149: 569-579.

Delgado-Argote, L., 2000. Evolución tectónica y magmatismo Neógeno de la margen oriental de Baja California central PhD. Thesis. Instituto de Geología, UNAM, México.

Demant, A., 1981. Plio-Quaternary volcanism of the Santa Rosalía area. Baja California, México. In Ortlieb, L., and Roldán, O. (Eds.), Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona. UNAM-Hermosillo/Sonora, 295-307.

Desonie, D. L., 1992. Geological and geochemical reconnaissance of Isla San Esteban: post-subduction orogenic volcanism in the Gulf of California. J. Volcanol. Geotherm. Res., 52:123-140.

Dickinson, W. R., 1997. Tectonic implications of Cenozoic volcanism in coastal California. Geol. Soc. Am. Bull., 109: 936-954.

- Dorendorf, F., Churikova, T., Koloskov, A., Worner, G., 2000. Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenetic centers (Kamchatka): Volcanic geology and geochemical evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104: 131-151.
- Ferrari, L., 2004, Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geology*, 32: 77-80.
- Ferrari, L., Petrone, C. M., Francalanci, L., 2001. Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenospheric infiltration, and variable flux meeting. *Geology*, 29: 507-510.
- Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., y Gehrels, G. E., 2007. Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern gulf of California: insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, 119:1313-1336.
- Furukawa, Y., Tatsumi, Y., 1999. Melting of a subducting slab and production of high-Mg andesite magmas: Unusual magmatism in SW Japan at 13-15 Ma. *Geoph. Res. Lett.*, 26: 2271-2274.
- Garduño-Monroy, V. H., Vargas-Ledezma, H., y Campos-Enríquez, J. O., 1993. Preliminary geologic studies of Sierra El Aguajito (Baja California, México): a resurgent-type caldera. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 59: 47-58.
- Garrison, J. M., Davidson, J. P., 2003. Dubious case for slab melting in the northern volcanic zone of the Andes: *Geology*, v. 31, p. 565–568, doi: 10.1130/0091-7613(2003)031<0565:DCFSMI>2.0.CO;2..
- Gao, S., Rudnick, R. L., Yuan, H. L., Liu, X. M., Liu, Y. S., Xu, W. L., Lin, W. L., Ayers, J., Wang, X. C., y Wang, Q. H., 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton: *Nature*, 432: 892–897, doi: 10.1038/nature03162.
- Gerya, T. V., Connolly, J. A. D., Yuen, D. A., Gorczyk, W., y Capel, A.M. 2006. Seismic implications of mantle wedge plumes. *Phys. Earth Planet. Int.*, 156; 59-74.
- Godey, S., F. Deschamps, J. Trampert, y R. Snieder (2004), Thermal y compositional anomalies beneath the North American continent, *J. Geophys. Res.*, 109, B01308.
- Goes, S., Van Der Lee, S., 2002. Thermal structure of the North America uppermost mantle inferred from seismic topography. *J. Geophys. Res.*, 107, B3, 2050.
- González-García, J. J., Prawirodirdjo, L., Bock, Y., Agnew, D., 2003. Guadalupe Island, Mexico as a new constraint for Pacific plate motion. *Geophys. Res. Lett.*, 30: 1872-1880.

Gorczyk, W., T. V. Gerya, J. A. D. Connolly, D. A. Yuen, y M. Rudolph 2006, Large-scale rigid-body rotation in the mantle wedge and its implications for seismic tomography, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q05018, doi:10.1029/2005GC001075.

Grand, S.P., 1994, Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding oceans: *J. Geophys. Res.*, 99: 11,591-11,621.

Hall, C.M., 1981. The application of K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methods to the dating of recent volcanics and the Laschamp event: University of Toronto, Ph.D. thesis, 186 p.

Hasenaka, T., Carmichael, I. S. E., 1985. A compilation of location, size and geomorphologic parameters of volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, central Mexico. *Geofísica Internacional*, 24: 577-607.

Harper, T.R., Szymanski, J.S., Hancock, P., Batchelor, A., Murrell, S., Kszenir, N., 1991. The nature and determination of stress in the accessible lithosphere and discussion. *Philosophical Transactions: Physical sciences and Engineering*, Vol. 337, No. 1645, Tectonic stress in the Lithosphere, 5-24.

Hausback, B.P., 1984. Cenozoic volcanism and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. In Frizell, V. A., ed., *Geology of the Baja California Peninsula*. Pacific section. *Soc. Eco. Pal. and Min.*, 39: 219-236.

Herzig, C.T., 1990. Geochemistry of igneous rocks from the Cerro Prieto geothermal field, northern Baja California, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 42: 261-271.

Hole, M.J., Rogers, G., Saunders, A.D., Storey, M., 1991. Relation between alkalic volcanism and slab window formation. *Geology*, 19: 675-660.

Hough, P.V.C., 1962. Method and means for recognizing computer patterns. US patent 3 069654.

Humphreys, E. D., Dueker, K. G., 1994. Physical state of the western U.S. upper mantle. *J. Geophys. Res.*, 99: 9635-9650.

Irvine, T.N., y Baragar, W. R. A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth. Sci.*, 8: 523-548

Kay, R.W., 1978, Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific c Ocean crust: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 4, p. 117–132, doi: 10.1016/0377-0273(78)90032-X.

Kay, R.W., Kay S.M., 2002. Andean Adakites: Three Ways to Make Them. *Acta Petrológica Sinica* 18 (3): 303-311.

- Kay, S. M., Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene swallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flatslab. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 39-59.
- Kay, S.M., Godov, E., Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, 117: 67–88, doi: 10.1130/B25431.1.
- Kepezhinskas, P. K., Defant, M. J., Drummond, M. S., 1996. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60: 1217-1229.
- Kilian, R., Hegner, E., Fortier, S., Satir M., 1994. The genesis of Quaternary volcanic rocks in contrasting lithospheric settings of Ecuador. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1378-1382.
- King, G.C.P., Stein, R.S., Lin, J., 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84: 935-953.
- Kramer, W., Siebel, W., Romer, R. L., Haase, G., Zimmer, M., Ehrlichmann, R. 2004. Geochemical and isotopic characteristics and evolution of the Jurassic volcanic arc between Arica (18°30' S) and Tocopilla (22°S), North Chilean Coastal Cordillera. *Chemie der Erde – Geochemistry* (en prensa).
- Kustowski, B., Ekström, G., Dziewonski, A. M., 2008. Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth's mantle: A global model. *Journal of Geophysical Research*, 113, B06306.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27: 745-750.
- Legg, C., 1994. Geological Mapping, Mineral Exploration and Mining (Colombo, Sri Lanka: United Kingdom Overseas Development Administration), Remote Sensing and Geographic Information Systems.
- Leeman, W. P., Smith, D. R., Hildreth, W., Palacz, Z., Rogers, N., 1990. Compositional diversity of late Cenozoic basalts in a transect across the southern Washington Cascades: implications for subduction zone magmatism. *J. Geophysical. Res.*, 95:19561– 19582.
- Li, C., Van der Hilst, R. D., Engdahl, E. R., Burdick, S., 2008. A new global model for P-wavespeed variations in Earth's mantle, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 9, Q05018, doi:10.1029/2007GC001806.

Liu, M., Furlong, K. P., 1992. Cenozoic volcanism in the California Coast Ranges: Numerical solutions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 97: 4941-4951.

Lizarralde, D., Harding, A. J., Kent, G. M., Sutherland, F., Holbrook, W. S., Paramo, P., Brown, H., Axen, G. J., Fletcher, J. M., González-Fernández, A., y Umhoefer, P. J., 2006. Rift structure and magmatism of the Guaymas basin and comparison with basins to the south. On “Lithospheric Rupture in the Gulf of California – Salton Trough Region, MARGINS-RCL Workshop, Ensenada, Mexico, P. 53

Lonsdale, P., 1991, Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California, *in* Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T, ed., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, Am. Ass. Petrol. Geol., 47: 87-125.

Lonsdale, P., 1995. Segmentation and disruption of the East Pacific Rise in the mouth of the Gulf of California. *Mar. Geophys. Res.*, 17: 323-359.

Luhr, J. F., Aranda-Gomez, J. J., Housh, T. B., 1995. San Quintín Volcanic Field, Baja California Norte, Mexico: geology, petrology and geochemistry. *J. Geophys. Res.*, 100: 10353-10380.

Lutz, T.M., 1986. An analysis of the orientations of large-scale crustal structures: A statistical approach based on areal distributions of point like features. *Journal of Geophysical Research*, 91: 421-423.

Lutz, T. M., Gutmann, J. T., 1995. An improved method for determining and characterizing alignments of point like features and its implications for the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico. *Journal of Geophysical research*, 100, B9, 17659-17670.

Macpherson, C. G., Dreher, S. T., Thirwall, M. F., 2006. Adakites without slab melting: High pressure processing of basaltic island arc magma, Mindanao, the Philippines: *Earth and Planetary Science Letters*, 243: 581–593, doi: 10.1016/j.epsl.2005.12.034.

Mammerickx, J., Klitgord, K. D., 1982, Northern East Pacific rise: evolution from 25 Ma B.P to the present. *J. Geophys. Res.*, 87: 6751-6759.

Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., Verma, S. P., 1999. Alkalic (OIB-type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology*, 27: 51-54.

Márquez, A., 1999. Relaciones tectono-volcánicas en el Centro del Cinturón Volcánico Mexicano: el Campo Volcánico de Sierra Chichinautzin. Ph.D. Thesis. Universidad Complutense, Madrid, España.

- Márquez, A., De Ignacio, C., 2002. Mineralogical and geochemical constraints for the origin and evolution of magmas in Sierra Chichinautzin, Central Mexican Volcanic Belt. *Lithos*, 62: 35-62. 2002
- Marret, R., Allmendinger, R. W., 1990. Kinematic analysis of fault slips data. *Journal of Structural Geology*, 12: 973-986.
- Martín-Barajas, A., Stock, J. M., Layer, P., Hausback, B., Renne, P., Lopez-Martinez, M., 1995. Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107: 407-424.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46: 411-429.
- Matsushima, S., 1989. Partial melting of rocks observed by the sound velocity method and the possibility of a quasi-dry low velocity zone in the upper mantle. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 55: 306-312.
- McDonald, G. A., Katsura, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5: 82-133.
- McDougall, I., Harrison, T., 1988. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*, Oxford University Press.
- McGeary, S., Nur, A., Ben-Avraham, Z., 1985. Spatial gaps in arc volcanism: the effect of collision or subduction of oceanic plateaus. *Tectonophysics*, 119: 195-221.
- McKenzie, D., Jackson, J., 2002. Conditions for flow in the continental crust. *Tectonics*, 21: 1055.
- Michaud, F., Royer, J. Y., Bourgois, J., Dymant, J., Calmus, T., Bandy, W., Sosson, M., Mortera-Gutierrez, C., Sichler, B., Rebolledo-Viera, M., Pontoise, B., 2006. Oceanic-ridge subduction vs. Slab breakoff: plate tectonic evolution along the Baja California Sur continental margin since 15 Ma. *Geology*, 34: 13-16.
- Morris, J.D., Hart, S.R., 1983. Isotopic and incompatible element constraints on the genesis of island arc volcanics from Cold Bay and Amak Island, Aleutians, and implications for mantle structure. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47: 2015-2030.
- Mpodosis, C., Kay, S. M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S): *Geological Society of America Bulletin*, 104: 999–1014, doi: 10.1130/0016-7606(1992)104<0999:LPTTEO>2.3.CO;2.

Muir, R. J., Weaver, S. D., Bradshaw, J. D., Eby, G. N., Evans, J. A., 1995. Geochemistry of the Cretaceous separation Plint batholith, New Zealand: Granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere: *Geol. Soc. (London), Journal* 152: 689-701.

Nakamura, K., 1997. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2: 1-16.

Nauret, F., 2000. Nature de la fusion partielle lors du passage d'une dorsale sous une marge continentale, apport des fractionnements U-Th. Cas de la presqu'île de Basse Californie. D.E.A. Mémoire, Université de Bretagne Occidentale, Brest. 50 pp.

Nixon, G. T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93: 514-523.

Nolet, G. C., Coutlee, C., Clouser, B., 1998. Sn Velocities in western and eastern North America. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 1557-1561.

Noyola-Medrano, M. C., Hinojosa-Corona, A., Martín-Barajas, A., 2005. Caracterización litológica de regiones desérticas mediante técnicas de percepción remota: Un ejemplo en la franja costera central de Baja California, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22: 229-245.

Novak, I. D., Soualakellis, N., 2000. Identifying geomorphologic features using Landsat 5/TM data processing techniques on Lesbos Greece. *Geomorphology*, 34: 101-109.

O'Leary, D. W., Friedman, J. D., Pohn, H.A., 1976. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standards for old terms. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87: 1463-1469.

Onstott, T. C., Peacock, M. W., 1987. Argon retentivity of hornblendes: A field experiment in a slowly cooled metamorphic terrane. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 2891-2903.

Pallares, C., Maury, R. C., Bellon, H., Royer, J. Y., Calmus, T., Aguilón-Robles, A., Cotten, J., Benoit, M., Michaud, F., Bourgois, J., 2007. Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 161:95-117.

Paz-Moreno, F. A., Demant, A., 1999, The Recent Isla San Luis volcanic centre: petrology of a rift-related volcanic suite in the northern Gulf of California, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 93: 31-52.

Peacock, S. M., Rushmer, T., Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust in subduction zones. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 121: 227-244.

Pearce, J. A., Peate, D. W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23: 251-285.

Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58: 63-81.

Petrone, C. M., Francalanci, L., Carlson, R. W., Ferrari, L., Conticelli, S., 2003. Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace elements data from the magmatism of the San Pedro–Ceboruco graben (Nayarit, Mexico). *Chem Geol.*, 193: 1–24.

Petrinovic, I. A., Rillerb, U., Brodc, J. A., Alvarado, G., Arnosioa, M., 2006. Bimodal volcanism in a tectonic transfer zone: Evidence for tectonically controlled magmatism in the southern Central Andes, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 152, Issues 3-4: 240-252.

Porter, S. C., 1972. Distribution, morphology and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 3607-3612.

Priestley, K., McKenzie, D., 2006. The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 244: 285-301.

Proteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R.C., 1999. Fluid-present melting of oceanic crust in subduction zones. *Geology*, 27: 1111-1114.

Rapp, R. P., Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.*, 36: 891-931.

Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D., Applegate, G. S., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chem. Geol.*, 160: 335-356.

Reagan, M. K., Gill, J. B., 1989. Coexisting calc-alkaline and high-niobium basalts from Turrialba Volcano, Costa Rica: Implications for residual titanates in arc magma sources. *J. Geophys. Res.*, 94: 4619-4633.

Reddy, R. K. T., 1991. Digital analysis of lineaments – A test study on south India: computers and Geosciences, 17, 4: 549-559.

Requena-González, N. A., 2006. Estructura cortical en la margen Pacífico de Baja California Sur, empleando sísmica de reflexión 2D multicanal profunda. Master Thesis, CICESE, Ensenada, México.

Richter, K., Rosas-Elguera, J., 2001. Alkaline Lavas in the Volcanic Front of the Western Mexican Volcanic Belt: Geology and Petrology of the Ayutla and Tapalpa Volcanic Fields. *J Petrol* 42:2333–2361.

Roddick, J., 1978. The application of isochron diagrams in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: A discussion. *Earth and Planetary Science Letters*, 41, 233–244.

Rogers, G., Saunders, A. D., Terrell, D.J., Verma, S.P., Marriner, G.F., 1985. Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. *Nature*, 315: 389-392.

Rogers, G., Saunders, A. D., 1989. Magnesian andesites from Mexico, Chile and the Aleutian Islands: implications for magmatism associated with ridge-trench collisions, in Crawford, A.J., ed., *Boninites and Related rocks*, London, Unwin Hyman, 146-445.

Rojas-Beltrán, M. A., 1999. Distribución, volcanología física, composición y edad de las lavas del tercio norte de Baja California Sur. Master Thesis, CICESE, Ensenada, Baja California, México.

Romo, J. M., 2002. Conductividad eléctrica de la litósfera de Baja California en la región de Vizcaíno, B.C.S. Ph.D. Thesis, CICESE, Ensenada, Baja California, México, 151pp.

Sajona, F. G., Maury, R. C., Bellon, H., Cotton, J., Defant, M., 1996. High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines). *J. Petrol.*, 37: 693-726.

Sato, H., Ryan, M. P., 1994. Generalized upper mantle thermal structure of the western United States and its relationship to seismic attenuation, heat flow, partial melt and magma ascent and emplacement. In: Ryan, M.P. (Ed.) *Magmatic Systems*, International Geophysics Series Academic Press, San Diego, 259-290.

Saunders, A. D., Rogers, G., Marriner, G. F., Terrell, D. J., Verma, S. P., 1987, Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: implications for the petrogenesis of post-subduction magmas. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 32: 223-245.

Sawlan, M. G., 1981. Late Cenozoic volcanism in the Tres Vírgenes area. In: Ortlieb, Roldán-Quintana (Eds.), *Geology of northwestern Mexico and southern Arizona*; filed guides and papers. Inst. Geol., Estac. Reg. Noroeste, Hermosillo, Sonora, México, pp. 309-319.

Sawlan, M. G., Smith, J. G., 1984, Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico, *in* Frizell, ed., *Soc. Eco. Pal. and Min.*

Sawlan, M. G., 1986. Petrogenesis of late Cenozoic volcanic rocks from Baja California Sur, Mexico. Ph.D. Thesis. University of California, Santa Cruz, 174 pp.

Sawlan, M. G., 1991. Magmatic evolution of the Gulf of California Rift. In: Dauphin, J. P., Simoneit, P. R. T., Eds., *Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, field guides and papers: Geol. Soc. of Am., Cordilleran Annual Meeting, Hermosillo*, 309-319.

Scott, D. H., Trask, N. J., 1971. Geology of the Lunar Crater volcanic field, Nye Country, Nevada. U.S. Geological Survey. Prof. Paper, No 599-1: 22pp.

Sen, C., Dunn, T., 1994. Experimental modal metasomatism of a spinel lherzolite and the production of amphibole-bearing peridotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119: 422-432.

Sigloch, K., McQuarrie, N., Nolet, G., 2008. Two-stage subduction history under North America inferred from multiple-frequency tomography. *Nature Geoscience*, 1: 458-462.

Spelz-Madero, R. M., 2002. Evolución del sistema de fallas Mioceno-Cuaternarias sobre la margen oriente de la Laguna Salada, Baja California, México. Master Thesis, Cicese, Baja California, México, 172pp.

Spencer, J. E., Normark, W. R., 1989. Neogene plate tectonic evolution of the Baja California Sur continental margin and the southern Gulf of California, Mexico. In Winterer, E.L., Hussong, D.M., y Decker, R. W., Eds, *The eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder Colorado, Geol. Soc. of Am., Geology of North America*, 489-497.

Steiger, R., Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: Conventions on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.

Stock, M. J., Hodges, K. V., 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics*, 8: 99-115.

Storey, M., Rogers, G., Saunders, A.D., Terrell, D. J., 1989. San Quintín volcanic field, Baja California, Mexico: "within-plate" magmatism following ridge subduction. *Terra Nova*, 1:195-202.

Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basin. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 42: 313-345

Ten Brink, U. S., Shimizu, N., Molzer, P. C, 1999. Plate deformation at depth under northern California: slab gap or stretched slab?. *Tectonics*, 18: 1084-1098.

Teyssier, C. B., Tikoff, M., Markley, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, 23: 447-450.

Thybo, H., 2006. The heterogeneous upper mantle low velocity zone. *Tectonophysics*, 416: 53 - 80.

Thybo, H., Perchuc, E., 1997. The seismic 8 discontinuities and partial melting in continental mantle. *Science*, 275: 1 626 - 1 629.

Thorkelson, D. J., Taylor, R. P., 1989. Cordilleran slab windows. *Geology*, 17: 833-836.

Thorkelson, D. J., 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, 255: 47-63.

Tibaldi, A., 1995. Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 100: B12, 24521-24535.

Turcotte, D. L., y Shubert, G., 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, 456pp.

Twiss, R. J. y Moores, E. M., 1992. *Structural Geology* W. H. Freeman and Company, pp 103 y 113.

Valentine, G. A., y Perry, F. V., 2006. Decreasing magmatic footprints of individual volcanoes in a waning basaltic field. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L14305, doi:10.1029/2006GL026743.

Van de Zedde, D. M. A., Wortel, M. J. R., 2001. Shallow slab detachment as a transient source of heat at midlithospheric depth: *Tectonics*, v. 20, p. 868–882.

Van Wijk, J. W., Govers, R., Furlog, K. P., 2001. Three dimensional thermal modeling of the California upper mantle: a slab window vs. stalled slab. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 186: 175-186.

Wadge, G., Cross, A., 1988. Quantitative methods for detecting aligned points: An application to the volcanic vents of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geology*, 16: 815-818.

Wagner, L. S., Beck, S., Zandt, G., Ducea, M. N., 2006. Depleted lithosphere, cold, trapped asthenosphere, and frozen melt puddles above the flat slab in central Chile and Argentina. *Earth Planet. Scie. Lett.*, 245; 289 – 301.

Wallace, P., Carmichael, I., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: Implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 135: 291-314.

Wang, Q., McDermott, F., Xu, J.F., Bellon, H., Zhu, Y. T., 2005. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: Lower-crustal melting in an intracontinental setting: *Geology*, 33: 465–468. doi: 10.1130/G21522.1.

Wilson, D. S., McCrory, P. A., Stanley, R. G., 2005. Implications of volcanism in coastal California for the Neogene deformation history of western North America, *Tectonics*, 24, TC3008, doi:10.1029/2003TC001621.

Wood, C. A., 1980. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7:387-413.

Xu, J. F., Shinjo, R., Defant, M. J., Wang, Q., Rapp, R. P., 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental crust?. *Geology*, 30: 1111-1114.

Yogodzinski, G. M., Kay, R. W., Volynets, O. N., Koloskov, A. V., Kay, S.M., 1995. Magnesian andesites in the western Aleutian Komandorsky region: implication for slab melting and metasomatic processes in the mantle wedge. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 107: 505-519.

York, D., 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, 5: 320-324.

Zhang, D., Lutz, T. M., 1989. Structural control of igneous complexes and kimberlites: a new statistical method. *Tectonophysics*, 159: 137-148.

Zhao Z., Xiong X., Wang Q., Bai Z., Xu J., Qiao, Y., 2004. The association of late Paleozoic adakitic rocks and shoshonitic volcanic rocks in western Tianshan, China. 32^o International Geological Congress, Abstracts with Programs (archivos electrónicos), Florencia.

Zhao, D., 2004. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 146: 3–34.

APENDICE 1.

COMPILACIÓN DE ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE ROCAS VOLCÁNICAS POST-SUBDUCCIÓN DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA

Esta es una compilación de análisis geoquímicos existentes realizados en rocas volcánicas post-subducción a lo largo de la Península de Baja California Península, por lo tanto reúne los análisis publicados por diversos autores.

análisis geoquímicos tomados de:

PUBLICADOS ORIGINALMENTE POR: (Referencias)	Tabla ref.	Mg # =	TÉCNICAS DE ANÁLISIS					EXCEPCIONES/NOTAS
			MAYORES	MENORES	TRAZA	DATOS ISOTÓPICOS		
Herzig (1990)	a	N.D	ICP	ICP	ICP	N.D	Th, Hf and REE calculated by INAA	
Martin-Barajas et al. (1995)	b	atomic Mg/(Mg+Fe)	XRF	XRF	ICP-MS	N.D	V, Cr, Ni, Ga, Zn calculated by XRF	
Luhr et al. (1995)	c	100(Mg/Mg+Fe2+)	XRF	XRF	XRF+INAA	MS (MAT261)	18 additional trace elements were analyzed with INAA	
Calmus et al. (2003)	d	100(Mg/Mg+Fe2+)	ICP-AES	ICP-AES	ICP-AES	N.D	Rb calculated with flame emission spectroscopy	
Saunders et al. (1987)	e	atomic Mg/(Mg+Fe)	XRF	XRF	XRF+INAA	N.D	REE, Ta, Th and Hf measured by INAA	
Aguillon-Robles et al. (2001)	f	N.D.	ICP-AES	ICP-AES	ICP-AES	MS		
Benoit et al. (2002)	g	100(Mg/Mg+Fe2+)	ICP-AES	ICP-AES	ICP-AES	MS	Rb calculated with flame emission spectroscopy	
Rojas-Beltran (1999)	h	100(Mg/Mg+Fe2+)	XRF	XRF	XRF	N.D		
Bonnini and Baldwin (1998)	i	N.D.	XRF	XRF	XRF+INAA	N.D		
Bigioggero et al. (1995)	j	atomic Mg/(Mg+Fe)	XRF	XRF	XRF	N.D	REE and part of Y data were calculated with ICP-MS	
Batiza (1978)	k	N.D.	XRF+AAS	XRF+AAS	XRF+AAS	N.D	U measured with induced fission track methods	
Paz-Moreno and Demant (1999)	l	N.D.	ICP-AES	ICP-AES	ICP-AES	N.D	Na, K and RB by AAS, REE elements calculated by ICP-MS	
Desonie (1992)	m	N.D.	AAS	AAS	AAS	N.D	REE measured by instrumental neutron activation techniques	
Capra et al. (1995)	n	N.D.	ICP	ICP	ICP	N.D	Nd, Co, Cr, Sc and Rb by INAA	
Conly et al. (2005)	o	N.D.	XRF	XRF	XRF+INAA	MS		
Pallares et al. (2007)	p	Mg/(Mg+Fe2+)	ICP-AES	ICP-AES	ICP-AES	N.D	Rb calculated with flame emission spectroscopy	

ABREVIACIONES DE MÉTODOS ANALÍTICOS

ICP-MS	Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry
INAA	Instrumental Neutron Activation Analysis
ICP-AES	Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Spectrometer
XRF	X-ray fluorescence spectrometry
AAS	Atomic absorption spectrophotometry
MS	Mass spectrometer

LEYENDAS EN LA TABLA

- * Muestras medidas como Fierro total.
- ** Localización de las muestras en coordenadas UTM
- †N.D. no determinado.
- †N.R. no reportado.

[illegible]

Location	PUERTECITOS VOLCANIC PROVINCE (PVP)					PVP	PVP	PVP	PVP	PVP	PVP	PVP	PVP	PVP
Sample	V2-2_b	VP-1_b	VP-2_b	MT91-67_b	VC86-208_b	VC86-223_b	MT90-58_b	MT89-30_b	MT90-21_b	MT90-62_b	VC89-73_b	VP93-9_b	EH93-21-1_b	MT90-71_b
Latitude	30.3341	30.2356	30.2328	30.4633	30.4480	30.4728	30.4619	N.R	30.4986	30.4586	30.5181	30.0841	30.0891	30.4888
Longitude	-114.6771	-114.6489	-114.6630	-114.8804	-115.0799	-115.0548	-114.7615	N.R	-114.8186	-114.7606.0000	-114.8833	-114.2499	-114.2447	-114.7774
Major elements (wt%)														
SiO ₂	62.49	61.63	60.95	58.08	64.64	68.87	70.51	72.86	75.78	75.34	76.41	68.89	71.25	71.39
TiO ₂	0.59	0.64	0.58	0.67	0.56	0.53	0.50	0.20	0.17	0.25	0.10	0.65	0.45	0.44
Al ₂ O ₃	17.92	16.93	16.40	17.46	18.62	17.06	15.23	14.68	12.77	13.97	13.24	14.88	13.58	13.45
Fe ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
FeO*	4.3*	3.72*	3.82*	4.30*	2.93*	2.51*	2.16*	1.32*	1.72*	0.65*	0.93*	3.72*	2.93*	3.26*
MnO	0.08	0.08	0.08	0.10	0.06	0.10	0.05	0.07	0.05	0.00	0.03	0.09	0.07	0.10
MgO	2.88	4.80	6.54	5.45	1.61	1.31	1.54	0.95	0.16	0.59	0.14	0.67	0.47	0.43
CaO	7.23	6.80	6.64	9.43	6.44	3.01	3.22	2.17	0.91	1.07	0.88	2.46	2.32	3.00
Na ₂ O	3.94	4.36	4.09	3.62	4.45	4.66	3.96	4.44	4.48	3.70	4.00	5.23	4.92	4.83
K ₂ O	0.45	0.90	0.78	0.74	0.59	1.74	2.73	3.23	3.94	4.40	4.25	3.48	3.26	3.01
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.12	0.15	0.10	0.21	0.10	0.08	0.02	0.03	0.02	0.12	0.08	0.09
LOI	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	100.55	100.01	99.96	99.68	98.47	99.07	98.88	99.21	98.60	99.90	99.60	100.19	93.33	98.73
Mg #	0.54	0.70	0.75	0.69	0.49	0.48	0.56	0.56	0.14	0.62	0.21	0.24	0.22	0.19
Trace elements (ppm)														
V	100.00	N.D.	N.D.	N.D.	88.00	5.00	42.00	16.00	5.00	13.00	1.00	28.00	12.00	12.00
Ni	27.00	119.00	120.00	61.00	12.00	5.00	16.00	3.00	6.00	8.00	3.00	6.00	8.00	2.00
Cu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zn	52.00	N.D.	N.D.	N.D.	53.00	72.00	52.00	74.00	80.00	24.00	46.00	92.00	49.00	74.00
Ga	16.00	N.D.	N.D.	N.D.	17.00	17.00	17.00	19.00	19.00	17.00	16.00	22.00	19.00	19.00
Rb	13.30	12.10	12.20	12.00	7.00	3.10	100.00	80.00	115.00	127.00	114.00	108.00	97.00	83.00
Sr	536.00	408.00	406.00	765.00	550.00	416.00	263.00	254.00	72.00	92.00	86.00	143.00	138.00	201.00
Y	11.70	13.80	14.30	9.90	8.00	20.00	21.00	24.00	47.00	36.00	20.00	53.00	50.00	44.00
Zr	7.80	110.00	112.00	59.00	66.00	250.00	197.00	98.00	416.00	323.00	121.00	396.00	342.00	368.00
Nb	2.93	3.43	3.39	5.09	1.90	11.20	7.60	13.30	19.50	16.20	7.60	14.00	14.00	14.40
Ba	309.00	441.00	419.00	469.00	407.00	745.00	786.00	705.00	1184.00	899.00	1075.00	844.00	941.00	1034.00
Sc	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Co	31.00	N.D.	N.D.	N.D.	1.00	N.D.	6.00	2.00	N.D.	8.00	N.D.	2.00	3.00	N.D.
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cs	0.50	0.19	0.16	0.43	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pb	3.91	4.11	3.68	4.74	5.00	10.00	11.00	16.00	28.00	8.00	15.00	14.00	16.00	8.00
La	6.68	10.70	10.40	9.78	5.00	24.00	23.00	13.00	30.00	33.00	27.00	29.00	29.00	29.00
Ce	11.90	21.80	21.30	18.80	14.00	55.00	48.00	20.00	81.00	73.00	59.00	92.00	78.00	48.00
Nd	7.67	11.80	11.60	9.98	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sm	2.05	2.94	2.92	2.42	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Eu	0.72	0.95	0.93	0.84	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Gd	2.13	2.97	2.86	2.35	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Tb	0.34	0.46	0.46	0.37	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Dy	2.11	2.74	2.72	2.06	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Er	1.23	1.54	1.48	1.13	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Yb	1.02	1.31	1.31	0.94	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Lu	0.15	0.20	0.20	0.14	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	1.49	2.71	2.72	1.54	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ta	0.18	0.23	0.22	0.29	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	0.68	1.03	0.97	0.97	1.00	3.00	9.00	4.00	10.00	11.00	10.00	8.00	9.00	8.00
U	0.31	0.38	0.38	0.33	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios														
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
ε _{Nd}	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

WHOLE ROCK CHEMICAL ANALYSIS FROM POST-SUBDUCTION VOLCANIC ROCKS OF BAJA CALIFORNIA													
Location	PVP	PVP	PVP	SAN QUINTIN (SQ)		SQ	SQ	SQ	SQ	SQ	SQ	SQ	SQ
Sample	MT91-23_b	EH93-21-1C_b	MT90-72_b	BCN-3_c	BCN-4_c	BCN-76_c	BCN-83_c	BCN-84_c	BCN-5	BCN-7	BCN-75	BCN-15	BCN-23
Latitude	30.4826	30.0891	30.4867	30.4430	30.4590	30.4540	30.4540	30.4630	30.4560	30.4630	30.4670	30.4590	30.4840
Longitude	-114.9017	-114.2447	-114.7774	-115.9750	-115.9700	-115.9800	-115.9820	-115.9900	-115.9990	-116.0080	-115.9880	-116.0250	-116.0170
Major elements (wt%)													
SiO ₂	73.45	74.03	74.73	47.83	48.01	48.34	46.54	47.36	45.86	47.16	45.64	46.77	47.63
TiO ₂	0.23	0.26	0.29	2.26	2.26	2.41	2.92	2.61	3.03	2.67	3.04	2.57	2.35
Al ₂ O ₃	13.47	12.77	13.19	15.86	15.73	15.59	15.27	15.46	15.36	16.04	15.27	15.68	15.60
Fe ₂ O ₃	N.D.	N.D.	N.D.	1.82	3.89	2.46	3.84	4.17	4.33	2.16	6.04	1.56	3.67
FeO	1.57*	2.74*	2.32*	8.22	6.61	8.28	7.85	6.36	7.51	8.20	5.96	N.D.	N.D.
MnO	0.04	0.05	0.02	0.16	0.16	0.17	0.18	0.17	0.18	0.17	0.18	0.16	0.16
MgO	0.38	0.50	0.30	8.69	8.69	8.57	7.97	8.50	8.43	8.42	8.45	8.54	8.36
CaO	2.29	1.18	1.09	9.42	9.39	9.43	9.55	9.34	9.18	9.26	9.49	9.21	8.31
Na ₂ O	4.52	5.15	4.25	3.42	3.35	3.23	3.07	3.00	3.50	3.66	3.31	3.69	3.85
K ₂ O	4.02	3.42	3.77	1.46	1.49	1.53	1.86	1.72	1.73	1.77	1.75	1.73	1.81
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.04	0.50	0.53	0.60	0.63	0.68	0.55	0.56	0.63	0.58	0.65
LOI	N.D.	N.D.	N.D.	-0.58	-0.22	-0.39	0.14	0.48	0.02	-0.19	0.13	-0.55	-0.32
Total	99.39	99.68	98.75	99.06	99.89	100.22	99.82	99.85	99.68	99.88	99.89	98.16	98.29
Mg #	0.30	0.03	0.19	64.88	64.32	63.13	59.64	63.80	60.78	63.51	60.86	65.03	64.80
Trace elements (ppm)													
V	20.00	0.00	9.00	207.00	218.00	208.00	220.00	215.00	218.00	204.00	237.00	205.00	188.00
Ni	2.00	11.00	3.00	154.00	156.00	136.00	122.00	159.00	133.00	140.00	124.00	177.00	181.00
Cu	N.D.	N.D.	N.D.	40.00	39.00	54.00	37.00	38.00	29.00	47.00	35.00	47.00	34.00
Zn	56.00	57.00	65.00	63.00	68.00	66.00	82.00	69.00	69.00	64.00	63.00	66.00	63.00
Ga	18.00	21.00	18.00	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	111.00	105.00	109.00	27.00	28.00	28.00	30.00	31.00	30.00	32.00	28.00	35.00	35.00
Sr	110.00	85.00	110.00	507.00	504.00	515.00	611.00	574.00	592.00	580.00	579.00	574.00	558.00
Y	37.00	57.00	44.00	29.00	28.00	28.00	30.00	30.00	31.00	29.00	32.00	30.00	30.00
Zr	314.00	388.00	432.00	218.00	229.00	200.00	223.00	213.00	245.00	245.00	201.00	251.00	282.00
Nb	15.70	16.00	16.50	36.00	45.00	44.00	53.00	60.00	41.00	56.00	44.00	51.00	60.00
Ba	1156.00	975.00	1141.00	317.00	334.00	334.00	464.00	387.00	385.00	420.00	389.00	403.00	412.00
Sc	N.D.	N.D.	N.D.	27.00	26.20	27.20	22.80	24.30	24.90	24.80	25.70	25.60	22.10
Cr	N.D.	2.00	N.D.	264.00	241.00	224.00	169.00	224.00	189.00	221.00	191.00	261.00	267.00
Co	N.D.	N.D.	N.D.	45.50	44.50	45.70	44.00	44.10	47.80	43.80	47.50	45.10	42.90
Br	N.D.	N.D.	N.D.	0.90	0.90	0.80	1.50	1.50	1.10	1.10	< 3	1.10	0.90
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	0.14	0.11	0.17	0.10	0.08	0.10	<0.18	0.10	0.07	0.08
Cs	N.D.	N.D.	N.D.	0.46	0.38	0.42	0.46	0.37	0.38	0.37	0.33	0.35	0.53
Pb	2.00	11.00	3.00	1.92	251.00	2.64	N.D.	N.D.	2.14	2.45	2.37	2.32	N.D.
La	31.00	44.00	34.00	28.20	28.50	29.60	33.90	33.00	33.10	33.70	31.70	34.40	35.20
Ce	56.00	87.00	63.00	56.70	57.10	59.90	69.30	67.30	68.60	68.40	65.20	69.30	70.70
Nd	N.D.	N.D.	N.D.	31.00	32.00	30.00	33.00	35.00	37.00	29.00	30.00	29.00	32.00
Sm	N.D.	N.D.	N.D.	6.18	6.27	6.55	7.86	7.45	7.94	7.51	7.71	7.43	7.24
Eu	N.D.	N.D.	N.D.	2.01	1.99	2.14	2.50	2.37	2.52	2.38	2.44	2.35	2.25
Gd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Tb	N.D.	N.D.	N.D.	0.93	0.87	0.92	1.11	1.01	1.12	1.01	1.08	1.00	0.98
Dy	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Er	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Yb	N.D.	N.D.	N.D.	2.28	2.24	2.40	2.54	2.57	2.69	2.56	2.58	2.68	2.45
Lu	N.D.	N.D.	N.D.	0.34	0.31	0.35	0.37	0.37	0.37	0.38	0.37	0.37	0.36
Hf	N.D.	N.D.	N.D.	4.69	4.91	5.17	5.82	5.40	5.79	5.55	5.48	5.57	5.96
Ta	N.D.	N.D.	N.D.	2.58	2.71	2.74	3.08	3.20	2.98	3.27	2.96	3.29	3.30
Th	11.00	13.00	10.00	3.36	3.68	3.73	3.75	3.72	3.70	4.02	3.34	4.12	4.44
U	4.00	N.D.	3.00	0.90	1.00	1.02	1.07	1.05	1.30	1.27	1.19	1.10	1.41
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios													
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	N.D.	N.D.	0.703317	0.703321	0.703359	N.D.	N.D.	0.703237	0.703253	0.703282	0.703215	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	N.D.	N.D.	0.512924	0.512927	0.512935	N.D.	N.D.	0.512919	N.D.	0.512936	0.512951	N.D.
^ε _{Nd}	N.D.	N.D.	N.D.	5.58	5.64	5.79	N.D.	N.D.	5.48	N.D.	5.81	6.11	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	19.13	19.15	19.14	N.D.	N.D.	19.28	19.23	19.29	19.30	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	15.59	15.61	15.61	N.D.	N.D.	15.61	15.61	15.63	15.67	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	38.83	38.87	38.90	N.D.	N.D.	39.02	38.95	39.08	39.19	N.D.

WHOLE ROCK CHEMICAL ANALYSIS FROM POST-SUBDUCTION VOLCANIC ROCKS OF BAJA CALIFORNIA

Location	SQ	SQ	SQ	SQ	SQ	SQ	SQ	SQ	SQ	SQ	SQ	SQ
Sample	BCN-84_c	BCN-67_c	BCN-11_c	BCN-16_c	BCN-17_c	BCN-21_c	BCN-80_c	BCN-8_c	BCN-14_c	BCN-24_c	BCN-28_c	BCN-63_c
Latitude	30.4630	30.4930	30.4730	30.4790	30.4500	30.4450	30.4390	30.4660	30.4590	30.5340	30.5270	30.5370
Longitude	-115.9900	-116.0180	-116.0210	-116.0250	-116.0330	-116.0300	-116.0170	-116.0260	-116.0270	-116.0170	-116.0030	-116.0050
Major elements (wt%)												
SiO ₂	47.36	48.07	49.04	47.60	47.16	47.67	47.29	46.69	46.13	47.58	47.40	47.34
TiO ₂	2.61	2.32	2.22	2.55	2.16	2.32	2.36	2.22	2.10	2.86	2.84	2.83
Al ₂ O ₃	15.46	15.55	15.73	15.56	14.52	15.54	15.17	14.60	14.07	16.23	16.05	16.10
Fe ₂ O ₃	4.17	2.88	1.40	2.25	3.90	2.72	2.51	2.04	2.55	3.13	3.42	3.61
FeO	6.36	7.49	8.62	8.08	7.91	7.93	8.57	8.86	8.76	9.04	N.D.	9.04
MnO	0.17	0.17	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.19	0.19	0.19
MgO	8.50	9.00	7.40	8.07	10.80	9.85	9.89	10.44	10.14	6.87	6.40	6.21
CaO	9.34	8.47	7.93	8.03	9.33	9.34	9.53	9.36	9.93	8.40	8.00	8.02
Na ₂ O	3.00	3.51	3.95	4.06	3.10	3.29	3.01	2.97	2.81	3.84	4.26	4.11
K ₂ O	1.72	1.77	1.76	1.82	0.91	1.27	1.30	0.97	0.60	1.91	2.05	2.11
P ₂ O ₅	0.68	0.70	0.64	0.67	0.35	0.47	0.55	0.41	0.31	0.67	0.70	0.86
LOI	0.48	-0.16	-0.40	-0.57	-0.34	-0.21	-0.44	-0.44	0.45	-0.60	-0.54	-0.62
Total	99.85	99.77	98.45	98.29	99.97	100.36	99.91	98.28	98.01	100.12	99.86	99.80
Mg #	73.80	65.18	61.09	62.61	66.47	66.56	65.69	67.11	65.78	54.84	52.45	51.44
Trace elements (ppm)												
V	215.00	183.00	162.00	169.00	206.00	214.00	209.00	214.00	237.00	171.00	160.00	145.00
Ni	159.00	188.00	135.00	174.00	293.00	218.00	169.00	261.00	239.00	84.00	73.00	70.00
Cu	38.00	45.00	37.00	31.00	62.00	53.00	42.00	64.00	72.00	33.00	28.00	25.00
Zn	69.00	30.00	73.00	70.00	76.00	70.00	63.00	77.00	79.00	74.00	88.00	64.00
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	31.00	32.00	33.00	32.00	17.00	25.00	26.00	20.00	12.00	34.00	35.00	35.00
Sr	574.00	566.00	538.00	600.00	388.00	458.00	494.00	413.00	348.00	639.00	716.00	721.00
Y	30.00	29.00	30.00	31.00	24.00	26.00	26.00	25.00	23.00	33.00	35.00	35.00
Zr	213.00	234.00	277.00	280.00	170.00	199.00	231.00	181.00	133.00	284.00	297.00	266.00
Nb	60.00	55.00	52.00	51.00	28.00	44.00	43.00	39.00	24.00	52.00	60.00	68.00
Ba	387.00	402.00	399.00	393.00	217.00	294.00	343.00	214.00	150.00	427.00	467.00	464.00
Sc	24.30	22.80	20.70	21.40	24.90	25.60	25.80	25.70	27.10	20.80	18.70	18.30
Cr	224.00	291.00	222.00	252.00	341.00	305.00	307.00	331.00	480.00	86.40	76.40	72.00
Co	44.10	44.40	42.10	43.70	58.70	52.00	52.60	57.40	59.20	44.00	41.40	40.80
Br	1.50	< 1.6	1.20	0.70	0.90	1.00	1.70	0.70	0.50	1.60	1.10	< 2
Sb	0.08	0.11	< 0.14	0.10	< 0.09	0.06	< 0.12	< 0.14	< 0.10	0.08	0.08	< 0.18
Cs	0.37	0.39	0.28	0.53	0.20	0.31	0.30	0.23	0.13	0.26	0.37	0.33
Pb	2.61	N.D.	N.D.	2.98	1.27	N.D.	1.90	1.49	0.32	2.73	2.85	N.D.
La	33.00	34.90	33.70	37.10	18.60	25.40	25.90	20.70	13.50	38.40	41.80	42.50
Ce	67.30	70.00	66.20	75.10	38.60	51.00	52.20	42.70	30.00	79.10	85.90	87.10
Nd	35.00	38.00	28.00	37.00	20.00	25.00	26.00	24.00	17.00	41.00	41.00	41.00
Sm	7.45	6.99	6.99	7.87	5.21	5.98	5.91	5.39	4.56	8.73	9.42	9.36
Eu	2.37	2.24	2.21	2.48	1.70	1.93	1.97	1.81	1.54	2.74	2.94	2.95
Gd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Tb	1.01	1.03	1.00	1.04	0.81	0.89	0.92	0.84	0.73	1.18	1.25	1.27
Dy	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Er	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Yb	2.57	2.38	2.59	2.66	1.95	2.15	2.20	1.99	1.74	2.80	2.93	2.89
Lu	0.37	0.37	0.37	0.39	0.26	0.30	0.32	0.29	0.24	0.43	0.43	0.42
Hf	5.40	6.03	6.30	6.48	3.80	4.51	4.55	4.12	3.17	6.65	7.10	7.22
Ta	3.20	3.20	3.01	3.31	1.70	2.37	2.39	1.81	1.21	3.45	3.76	3.80
Th	3.72	4.24	4.38	4.62	1.95	2.85	2.90	2.15	1.30	4.41	4.57	4.59
U	1.05	0.93	1.44	1.43	0.61	0.91	0.77	0.68	0.38	1.06	1.40	1.60
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios												
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703277	N.D.	N.D.	0.703249	0.703184	N.D.	0.703211	0.703172	0.703140	0.703239	0.703200	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512943	N.D.	N.D.	0.512914	0.512957	N.D.	0.512953	0.512960	0.512959	0.512929	0.512931	N.D.
ε _{Nd}	5.95	N.D.	N.D.	5.38	6.22	N.D.	6.14	6.28	6.26	5.68	5.72	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	19.25	N.D.	N.D.	19.23	19.24	N.D.	19.21	19.25	19.33	19.35	19.36	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.62	N.D.	N.D.	15.62	15.62	N.D.	15.58	15.65	15.60	15.64	15.65	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	39.00	N.D.	N.D.	38.96	39.01	N.D.	38.86	39.04	39.08	39.10	39.13	N.D.

WHOLE ROCK CHEMICAL ANALYSIS FROM POST-SUBDUCTION VOLCANIC ROCKS OF BAJA CALIFORNIA

Location	SAN QUENTIN (SQ)											JARAGUAY (J)		
Sample	BCN-26_c	BCN-38_c	BCN-40_c	BCN-61_c	BCN-31_c	BCN-33_c	BCN-36_c	BCN-37_c	BCN-81_c	BCN-82_c	SQ.5.2	JA96-23_d	JA96-22_d	BC97-12_d
Latitude	30.5320	30.5480	30.5400	30.5430	30.4600	30.4600	30.3690	30.3680	30.3680	30.3670	30.5400	N.R.	N.R.	N.R.
Longitude	-116.0200	-116.0040	-115.9900	-116.0010	-116.1000	-116.1000	-115.9970	-115.9860	-115.9970	-115.9970	-115.9900	N.R.	N.R.	N.R.
Major elements (wt%)														
SiO ₂	48.78	47.08	48.11	48.27	46.88	48.37	47.94	51.15	50.00	51.67	47.70	52.00	55.25	52.20
TiO ₂	2.44	2.80	2.65	2.65	2.32	2.32	2.16	1.56	1.60	1.91	2.76	0.70	0.67	2.17
Al ₂ O ₃	16.21	15.82	16.24	16.29	16.04	16.51	15.13	15.38	15.02	15.47	16.10	16.10	16.02	16.00
Fe ₂ O ₃	1.67	2.42	3.02	3.16	8.26	2.10	6.61	1.27	4.64	2.25	1.92	7.05*	6.04*	9.50*
FeO	8.50	8.72	8.21	8.35	2.64	8.35	4.07	9.05	6.50	8.80	9.59	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	0.17	0.18	0.18	0.18	0.16	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.18	0.12	0.10	0.12
MgO	8.02	7.58	6.13	6.14	7.09	7.20	8.71	7.98	8.27	6.18	6.70	7.85	7.74	5.55
CaO	8.72	8.37	7.58	7.73	10.57	10.57	9.27	9.21	8.96	9.15	7.89	9.35	7.75	7.90
Na ₂ O	3.73	3.93	4.33	4.08	3.35	3.38	3.34	3.05	2.57	3.24	4.00	3.62	3.70	4.25
K ₂ O	1.82	1.92	2.25	2.31	1.26	1.30	1.33	0.76	0.67	0.93	2.28	0.98	1.15	0.94
P ₂ O ₅	0.58	0.58	0.70	0.87	0.40	0.43	0.44	0.28	0.34	0.44	0.76	0.31	0.20	0.49
LOI	-0.44	-0.47	-0.38	-0.18	0.34	-0.41	0.00	-0.29	0.48	-0.23	-0.18	0.80	1.04	0.60
Total	100.20	98.92	99.00	99.85	99.31	100.29	99.14	99.55	99.17	99.97	99.70	100.06	99.66	99.72
Mg#	62.69	59.30	54.03	53.49	59.61	59.58	64.58	62.15	61.89	54.48	0.55	68.80	71.70	53.60
Trace elements (ppm)														
V	194.00	202.00	161.00	160.00	262.00	259.00	215.00	178.00	181.00	194.00	174.00	210.0	145.0	245.0
Ni	141.00	126.00	69.00	77.00	79.00	76.00	187.00	151.00	183.00	96.00	89.00	170.0	198.0	98.0
Cu	48.00	38.00	27.00	27.00	43.00	51.00	34.00	36.00	41.00	42.00	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zn	68.00	82.00	84.00	49.00	79.00	90.00	86.00	91.00	86.00	87.00	92.00	N.D.	N.D.	N.D.
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	34.00	34.00	42.00	40.00	26.00	25.00	25.00	14.00	12.00	17.00	42.00	8.0	12.2	4.4
Sr	574.00	644.00	679.00	682.00	496.00	491.00	473.00	307.00	300.00	321.00	736	835.0	925.0	1435.0
Y	28.00	32.00	35.00	33.00	26.00	26.00	28.00	24.00	23.00	27.00	34.00	28.0	31.0	29.0
Zr	271.00	275.00	330.00	312.00	190.00	188.00	195.00	128.00	117.00	147.00	328	103.0	109.0	126.0
Nb	50.00	57.00	58.00	55.00	28.00	45.00	41.00	16.00	22.00	26.00	61.00	4.0	3.0	8.3
Ba	398.00	425.00	490.00	469.00	324.00	300.00	325.00	156.00	164.00	215.00	507	820.0	700.0	740.0
Sc	23.60	21.80	18.30	18.10	28.90	28.60	25.30	25.10	25.20	25.70	N.D.	24	28.8	18.3
Cr	213.00	168.00	94.00	95.00	211.00	203.00	300.00	315.00	330.00	200.00	104.00	270	250	177
Co	42.30	42.80	37.90	37.60	42.30	41.80	47.50	44.40	47.10	38.80	N.D.	32.0	28.5	28.0
Br	1.10	1.50	1.50	1.30	0.90	1.00	0.50	1.00	5.20	1.10	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sb	< 0.12	0.10	0.12	0.10	0.08	0.07	0.09	< 0.11	0.08	< 0.17	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cs	0.40	0.40	0.46	0.42	0.45	0.41	0.27	0.27	0.22	0.27	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pb	N.D.	2.67	N.D.	N.D.	N.D.	1.9	3.71	1.42	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
La	35.30	36.70	44.50	44.90	24.00	24.50	27.70	11.90	12.30	17.30	41.00	16.8	16.5	23.0
Ce	70.60	74.60	88.90	89.90	48.90	49.90	54.20	25.00	26.10	34.90	78.70	36.0	33.5	50.0
Nd	30.00	38.00	41.00	46.00	25.00	25.00	29.00	12.00	13.00	17.00	41.90	18.4	17.5	29.3
Sm	7.27	8.13	8.92	8.93	5.85	5.89	6.32	3.88	3.96	4.87	8.30	3.5	3.2	5.8
Eu	2.27	2.60	2.77	2.78	1.92	1.91	2.01	1.41	1.34	1.65	2.80	1.0	0.9	1.7
Gd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	8.60	3.0	2.3	4.4
Tb	0.97	1.12	1.17	1.23	0.89	0.91	0.91	0.74	0.73	0.94	1.11	N.D.	N.D.	N.D.
Dy	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	2.6	1.8	3.0
Er	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	1.4	1.0	1.5
Yb	2.41	2.66	2.83	2.89	2.22	2.17	2.28	1.96	1.94	2.35	2.79	1.4	1.0	1.1
Lu	0.36	0.38	0.42	0.42	0.31	0.32	0.33	0.28	0.29	0.34	0.44	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	5.80	6.41	7.68	7.62	4.23	4.33	4.54	2.99	3.07	3.96	7.69	N.D.	N.D.	N.D.
Ta	3.26	3.31	3.99	4.04	2.17	2.26	2.53	0.95	1.06	1.55	3.92	N.D.	N.D.	N.D.
Th	4.40	4.23	5.59	5.42	2.90	2.96	3.26	1.57	1.57	2.25	5.37	1.7	2.5	2.2
U	1.17	1.57	1.86	1.40	0.83	0.97	0.93	0.49	0.47	0.76	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios														
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	0.703212	N.D.	N.D.	N.D.	0.703169	0.703437	0.703459	N.D.	N.D.	0.703200	N.D.	N.D.	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	0.512941	N.D.	N.D.	N.D.	0.512950	0.512923	0.512941	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
^ε _{Nd}	N.D.	5.91	N.D.	N.D.	N.D.	6.09	5.56	5.91	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	19.30	N.D.	N.D.	N.D.	19.12	19.14	19.01	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	15.64	N.D.	N.D.	N.D.	15.60	15.59	15.62	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	39.04	N.D.	N.D.	N.D.	38.85	38.82	38.74	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

WHOLE ROCK CHEMICAL ANALYSIS FROM POST-SUBDUCTION VOLCANIC ROCKS OF BAJA CALIFORN

Location	JARAGUAY (J)				J	J	J	J	J	J	J	J	J	J
Sample	BC97-08_d	BC97-13_d	JA96-21	J.2.1 B_e	J.15.1 B_e	J.1.1 B_e	J.7.2 B_e	J.14.1 B_e	BC05-30_p	BC05-03_p	BC0529A_p	BC05-38_p	BC05-19_d	BC05-28_p
Latitude	N.R.	N.R.	N.R.	29.7403	29.3253	29.6911	29.3692	29.3136	29.5353	29.7194	29.5191	29.2425	29.2660	29.4808
Longitude	N.R.	N.R.	N.R.	-114.6974889	-114.7480056	-114.6701111	-114.708975	-114.7478806	-114.5067222	-114.5997222	-114.4968611	-114.1668611	-114.2516667	-114.4629167
Major elements (wt%)														
SiO ₂	54.90	55.50	57.00	55.80	50.60	56.50	57.20	54.60	55.75	50.00	62.80	55.6	52	56.65
TiO ₂	1.39	0.93	1.53	0.74	1.98	1.69	0.65	1.09	0.42	1.01	0.52	0.95	0.67	0.58
Al ₂ O ₃	15.65	15.75	15.60	15.90	14.50	15.60	16.50	15.90	15.80	16.60	16.00	15.25	16.85	15.75
Fe ₂ O ₃	6.43*	5.96*	5.85*	1.06*	1.11*	0.91*	0.80*	0.86*	5.86*	8.50	3.5*	5.90*	6.83*	5.62*
FeO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	0.09	0.09	0.07	0.11	0.10	0.07	0.08	0.08	0.10	0.14	0.05	0.09	0.12	0.09
MgO	5.78	7.38	4.40	8.20	5.90	4.90	7.80	6.20	8.57	6.55	3.48	7.2	7.8	7.74
CaO	7.88	6.65	7.10	7.61	9.68	7.36	6.32	8.10	7.70	11.00	5.17	6.9	9.1	7.04
Na ₂ O	4.24	4.23	4.57	3.40	3.30	5.00	4.80	4.30	3.82	3.00	4.21	4.12	3.7	3.87
K ₂ O	1.82	2.06	1.65	1.18	3.97	1.68	0.88	1.83	0.84	1.20	1.68	2.14	1.03	1.16
P ₂ O ₅	0.54	0.37	0.61	0.20	1.24	0.69	0.22	0.53	0.13	0.24	0.16	0.42	0.3	0.18
LOI	1.21	0.63	1.57	0.58	0.71	0.50	0.51	0.68	0.34	2.19	1.78	0.47	1.02	0.38
Total	99.93	99.55	99.99	100.08	98.66	99.43	99.74	98.48	99.33	99.61	99.35	99.04	99.42	99.04
Mg#	64.00	71.00	59.80	0.73	0.65	0.66	0.78	0.72	77.31	70.07	69.85	73.98	72.69	76.24
Trace elements (ppm)														
V	159.00	121.00	160.00	140.00	181.00	166.00	128.00	160.00	143.00	235.00	71.00	128.00	194.00	135.00
Ni	147.00	210.00	115.00	182.00	91.00	106.00	280.00	157.00	235.00	50.00	98.00	227.00	162.00	222.00
Cu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	17.50	24.00	9.50	26.00	37.00	7.00	6.00	8.00	9.00	14.50	22.00	26.50	7.40	10.60
Sr	1720.00	1410.00	1820.00	773.00	3728.00	2079.00	1189.00	2123.00	690.00	780.00	982.00	1500.00	840.00	905.00
Y	21.00	30.00	9.30	33.00	35.00	20.00	17.00	10.00	10.20	24.00	7.40	15.00	14.60	9.00
Zr	212.00	202.00	175.00	126.00	412.00	187.00	63.00	158.00	69.00	130.00	124.00	212.00	97.00	99.00
Nb	8.40	7.50	6.40	126.00	412.00	187.00	63.00	158.00	1.40	5.00	2.10	7.30	3.90	2.50
Ba	1025.00	1150.00	930.00	953.00	2244.00	775.00	280.00	812.00	555.00	690.00	770.00	1450.00	1035.00	650.00
Sc	14.90	13.60	11.90	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	19.50	28.50	8.40	13.30	22.50	17.40
Cr	203.00	306.00	152.00	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	295.00	170.00	120.00	250.00	250.00	230.00
Co	24.00	25.00	22.00	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	30.00	31.50	14.00	26.00	30.00	27.00
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cs	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
La	39.50	43.50	25.00	24.30	83.30	28.80	10.40	31.60	9.00	16.20	13.80	44.50	18.00	14.00
Ce	83.00	84.00	58.00	49.80	210.20	70.90	24.10	76.20	18.50	35.00	29.00	90.00	37.50	31.00
Nd	40.50	40.50	33.00	23.40	102.40	34.50	11.40	36.10	8.90	22.00	15.00	42.00	19.00	15.00
Sm	6.80	6.80	5.75	4.69	16.08	5.77	2.02	5.58	1.80	4.60	2.85	6.70	3.60	2.90
Eu	1.73	1.63	1.65	1.41	4.00	1.75	0.63	1.64	0.55	1.40	0.83	1.64	1.02	0.78
Gd	4.10	4.35	4.00	4.01	9.94	3.96	1.56	3.89	1.80	4.50	2.40	4.70	3.05	2.20
Tb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Dy	2.60	2.90	1.95	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	1.65	4.00	1.30	2.70	2.40	1.55
Er	1.30	1.50	0.80	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	1.05	2.30	0.70	1.30	1.45	0.90
Yb	1.30	1.50	0.63	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	1.04	2.18	0.59	1.21	1.40	0.82
Lu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	3.56	10.86	4.12	1.69	3.93	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ta	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	6.80	10.00	1.60	4.40	7.88	1.53	0.60	2.03	1.20	2.25	4.15	10.70	1.65	2.15
U	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios														
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	N.D.	N.D.	0.705160	0.704700	0.703520	0.703550	0.703590	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
ε _{Nd}	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

[illegible]

Location	SC	SC	SC	SC	SC	SC	SC	SC	SC	SC	SC	SC	SC	SC
Sample	99-110.f	B000-16.g	B000-11.g	B000-28.g	B000-30.g	C096-29.f	BC99-121.g	B000-27.g	B000-18.g	BC99-115.g	BC99-148.g	B000-29.g	BC99-123.g	B000-33.g
Latitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Longitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Major elements (wt%)														
SiO ₂	65	49.3	427.2	60.1	60.2	58.00	62.8	67.7	65.6	57.5	69	60.5	69	56
TiO ₂	0.62	1.9	2.76	0.9	0.86	1.23	0.8	0.33	0.66	0.81	0.32	0.86	0.31	1.17
Al ₂ O ₃	15.9	15.55	16.68	15.7	15.55	16.30	16.05	15.4	16.2	17	15.4	15.85	15.7	17.49
Fe ₂ O ₃	3.8*	12.3*	13.6*	6.72*	6.56*	5.04*	4.84*	2.35*	4.12*	7.2*	2.09*	6.42*	1.89*	8.15*
FeO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	0.05	0.14	0.16	0.08	0.08	0.06	0.06	0.03	0.05	0.1	0.04	0.08	0.02	0.11
MgO	3.05	5.02	5.62	3.84	3.74	3.47	2.69	1.74	1.8	4.72	1.11	3.7	1.33	4
CaO	4.2	6.76	7.7	5.9	5.66	6.10	4.45	3.4	4.2	6.2	3.2	5.55	3.29	6.9
Na ₂ O	5.12	4.33	4.48	4.8	4.7	4.68	4.78	5.64	5.5	4.68	5.1	4.85	5.52	4.8
K ₂ O	1.27	1.97	1.35	1.04	1.03	3.37	1.85	1.07	1.11	0.81	1.42	1.06	0.95	0.95
P ₂ O ₅	0.16	0.64	0.46	0.18	0.17	0.59	0.17	0.1	0.24	0.16	0.12	0.17	0.1	0.2
L.OI	0.86	1.99	-0.08	0.79	1.15	0.80	1.22	1.72	0.62	0.88	1.83	0.82	1.77	0.5
Total	100.03	99.9	99.98	100.05	99.7	99.64	99.71	99.48	100.12	100.06	99.63	99.86	99.88	100.27
Mg#	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Trace elements (ppm)														
V	N.D.	129.00	170.00	109.00	106.00	126.00	88.00	46.00	64.00	104.00	43.00	105.00	35.00	130.00
Ni	N.D.	71.00	57.00	63.00	57.00	71.00	33.00	36.00	26.00	103.00	29.00	57.00	23.00	28.00
Cu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	22.00	25.00	17.00	11.40	11.40	8.80	14.70	13.00	17.20	11.50	15.00	11.40	10.40	10.80
Sr	625.00	600.00	674.00	645.00	643.00	2750.00	735.00	552.00	550.00	490.00	715.00	652.00	720.00	564.00
Y	10.10	21.40	24.50	11.80	11.40	7.50	9.70	6.30	9.50	13.10	6.00	11.00	3.90	16.00
Zr	N.D.	245.00	35.00	115.00	112.00	195.00	117.00	95.00	118.00	105.00	55.00	114.00	20.00	114.00
Nb	7.50	40.50	25.00	9.00	7.80	6.40	9.30	2.60	9.00	9.20	1.90	8.20	1.90	11.00
Ba	520.00	502.00	310.00	222.00	210.00	1615.00	432.00	552.00	305.00	230.00	348.00	212.00	251.00	355.00
Sc	N.D.	13.50	15.00	11.80	11.50	N.D.	8.30	5.10	6.30	13.50	4.20	11.00	3.90	15.00
Cr	N.D.	67.00	38.00	104.00	108.00	N.D.	48.00	43.00	27.00	162.00	41.00	114.00	40.00	24.00
Co	N.D.	86.00	45.00	24.00	22.00	16.00	14.00	8.00	12.00	28.00	7.00	22.00	7.00	23.00
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cs	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pb	6.44	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
La	12.00	34.50	18.30	10.80	10.50	32.00	11.10	5.60	10.20	7.80	8.00	10.20	7.80	11.40
Ce	21.00	66.00	38.00	22.00	22.00	71.00	23.50	12.00	20.50	19.00	15.00	22.00	17.50	23.00
Nd	11.50	35.50	25.50	12.80	12.60	36.00	13.20	6.80	11.30	9.00	10.00	12.50	10.00	14.00
Sm	2.50	7.15	6.15	3.10	2.95	5.50	3.20	1.75	2.35	2.65	2.15	3.10	2.40	3.45
Eu	0.78	2.32	2.15	1.04	0.97	1.44	0.96	0.57	0.86	0.87	0.68	1.03	0.68	1.21
Gd	2.50	6.70	6.40	3.15	3.20	2.80	2.90	1.85	2.20	2.75	2.10	3.05	1.85	3.80
Tb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Dy	1.85	4.35	4.80	2.15	2.15	1.40	1.90	1.05	1.75	2.25	1.05	2.15	0.80	3.00
Er	0.00	1.85	2.25	1.10	1.00	0.70	0.80	0.50	0.85	1.10	0.50	1.00	N.D.	1.45
Yb	0.83	1.35	1.75	0.94	0.88	0.52	0.75	0.49	0.38	1.11	0.36	0.89	0.28	1.36
Lu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ta	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	2.80	2.90	2.40	1.50	1.60	1.30	1.95	0.75	1.60	0.90	1.05	1.60	0.60	1.40
U	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios														
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703524	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513030	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
ε _{Nd}	7.65	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.59	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.56	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

Location	SC	SC	SC	SC	SC	SC	SC	SC	SC	SC	SC	SC
Sample	BC99-120 .g	BC00-06 .g	BC00-05 .g	BC00-07 .g	BC00-14 .g	BC99-145 .g	BC99-130 .g	BC99-144 .g	BC00-08 .g	BC99-143 .g	BC99-132?g	BC00-17 .g
Latitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Longitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Major elements (wt%)												
SiO ₂	67	51.5	51	51.4	47.3	55.00	48.4	53.3	49.8	53.5	49.5	49.2
TiO ₂	0.43	1.7	1.81	1.91	2.39	1.52	1.55	1.34	1.32	1.36	1.25	1.9
Al ₂ O ₃	17	12.8	13.3	12.78	15.9	16.20	14.55	13.95	14	14.1	14.85	15.5
Fe ₂ O ₃	2.5*	12.3*	12.52*	12.35*	13.1*	9.14*	12.1*	10.6*	12.05*	10.9*	13*	12.35*
FeO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	0.02	0.16	0.17	0.16	0.16	0.12	0.16	0.14	0.15	0.14	0.17	0.15
MgO	1.1	8.06	8.3	8.05	6.7	4.48	9.25	7.88	8.58	7.58	7.62	4.94
CaO	3.7	9.22	9.35	9.2	8.05	7.56	8.15	8.5	9.28	8.1	9.06	6.8
Na ₂ O	5.78	2.97	2.85	2.92	4.15	4.29	3.45	3.1	3.27	3.1	3.35	4.28
K ₂ O	1.05	0.56	0.69	0.53	1.31	0.89	0.9	0.55	0.44	0.59	0.25	1.99
P ₂ O ₅	0.16	0.26	0.26	0.28	0.38	0.26	0.33	0.17	0.14	0.19	0.14	0.65
LOI	1.42	0.31	-0.14	0.25	0.49	0.56	1.34	0.42	0.69	0.58	0.96	1.96
Total	110.42	99.84	100.21	99.83	99.93	100.02	100.18	99.95	100.22	100.14	100.15	99.72
Mg#	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Trace elements (ppm)												
V	37.00	183.00	205.00	193.00	184.00	150.00	190.00	158.00	178.00	160.00	164.00	130.00
Ni	9.00	205.00	205.00	194.00	102.00	53.00	235.00	168.00	226.00	170.00	200.00	72.00
Cu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	10.70	8.00	10.80	11.20	17.30	13.10	12.20	7.90	5.00	6.20	1.50	26.50
Sr	740.00	302.00	305.00	303.00	580.00	500.00	450.00	296.00	305.00	300.00	252.00	600.00
Y	6.30	26.50	25.50	26.00	21.50	16.60	19.50	17.00	16.50	18.50	17.50	21.00
Zr	75.00	116.00	130.00	126.00	135.00	108.00	140.00	90.00	80.00	84.00	60.00	250.00
Nb	5.10	16.00	22.00	18.50	21.50	16.50	23.50	8.00	8.70	8.00	5.00	40.50
Ba	216.00	365.00	184.00	445.00	275.00	270.00	215.00	225.00	105.00	172.00	160.00	510.00
Sc	3.10	23.00	25.50	24.00	17.00	16.00	22.00	21.00	21.00	21.50	21.70	13.50
Cr	9.00	326.00	340.00	345.00	95.00	40.00	355.00	255.00	350.00	310.00	285.00	70.00
Co	6.00	49.00	49.00	50.00	49.00	29.00	52.00	45.00	53.00	43.00	50.00	37.00
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cs	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
La	10.20	14.00	15.30	14.30	16.00	13.50	19.00	6.50	7.10	15.60	4.80	35.00
Ce	19.50	26.00	30.00	26.50	31.00	27.00	37.00	13.50	14.50	31.00	10.80	67.00
Nd	11.60	17.00	18.00	17.50	21.50	15.00	20.50	10.00	9.80	19.00	7.80	36.00
Sm	2.30	4.90	4.70	5.05	5.25	3.90	4.70	3.00	2.90	4.60	2.80	7.40
Eu	0.71	1.72	1.61	1.72	1.85	1.42	1.54	1.14	1.10	1.48	1.03	2.33
Gd	2.30	5.85	5.15	5.70	5.15	3.90	4.40	3.60	3.25	4.30	3.30	6.80
Tb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Dy	1.15	5.00	4.80	4.95	4.25	3.35	3.65	3.25	3.00	3.45	3.15	4.40
Er	0.50	2.30	2.35	2.30	2.00	1.50	1.80	1.60	1.45	1.60	1.70	1.90
Yb	0.45	1.94	1.98	1.92	1.60	1.31	1.54	1.41	1.35	1.53	1.52	1.37
Lu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ta	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	1.90	1.70	1.90	1.80	2.00	1.70	2.00	1.10	1.00	1.10	0.60	3.40
U	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios												
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
ε _{Nd}	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

Location	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI
Sample	BLE-14_h	BLE-15_h	BLE-20_h	BLE-22_h	BLE-23_h	BLE-07_h	BLE-09_h	BLE-10_h	BLE-21_h	BLE-24_h	BLE-27_h	BLE-29_h	BLE-31_h	BLE-33_h
Latitude	27.6725	27.6347	27.6147	27.6883	27.6753	27.3142	27.3739	27.3969	27.4036	27.4103	26.7794	26.6883	26.7983	26.7394
Longitude	-112.8503	-112.8950	-112.9200	-112.6567	-112.6767	-112.7750	-112.7064	-112.8208	-112.7358	-112.6656	-113.0208	-112.8839	-112.8308	-112.7514
Major elements (wt%)														
SiO ₂	54.25	47.48	56.31	62.087	49.89	54.58	54.1	54.12	55.98	56.16	54.62	53.67	52.81	56.91
TiO ₂	1.59	3.06	2.3	0.77	2.45	1.83	1.52	2.01	1.87	0.9	1.73	1.93	2.00	1.49
Al ₂ O ₃	15.42	13.92	14.44	17.22	15.01	15.97	15.1	15.25	15.55	17.16	14.42	15.54	15.24	15.76
Fe ₂ O ₃	7.71*	7.86*	1.86*	1.36*	2.22*	1.9*	2.33*	1.96*	1.79*	1.7*	2.37*	1.87*	1.96*	1.57*
FeO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	0.1	0.14	0.08	0.1	0.11	0.09	0.14	0.09	0.1	0.13	0.14	0.08	0.09	0.07
MgO	6.5	8.58	5.2	3.13	8.49	5.43	6.25	6.04	5.42	5.68	6.26	6.10	6.15	5.18
CaO	9.55	10.64	6.71	5.91	8.16	8.12	8.81	7.93	7.58	8	8.61	7.41	9.13	7.54
Na ₂ O	3.06	3.31	3.67	3.69	4.3	3.89	3.74	4.1	3.98	3.6	3.65	4.17	4.46	3.76
K ₂ O	1.51	1.27	3.91	1.63	1.4	1.98	0.17	2.11	1.95	0.84	0.18	3.22	1.70	3.16
P ₂ O ₅	0.6	0.44	0.86	0.26	0.57	0.76	0.09	0.77	0.69	0.15	0.11	0.68	0.87	0.62
LOI	1.34	2.1	0.5	1.4	1.22	0.31	0.17	1.4	0.33	0.2	0.11	1.55	1.78	1.33
Total	99	100.61	99.24	99.05	100.88	99.16	100.65	99.55	99.12	99.43	100.87	99.68	99.10	99.10
Mg#	66.99	62.19	66.61	59.01	67.14	64	58.94	55.73	65.43	64.13	58.53	67.10	66.23	70.14
Trace elements (ppm)														
V	171.00	303.00	178.00	114.00	279.00	178.00	163.00	218.00	195.00	192.00	176.00	207.00	212.00	135.00
Ni	196.00	164.00	167.00	44.00	204.00	121.00	90.00	142.00	119.00	71.00	115.00	130.00	108.00	254.00
Cu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	11.00	1.00	37.00	30.00	12.00	19.00	5.00	18.00	15.00	15.00	5.00	15.00	16.00	21.00
Sr	1447.00	1372.00	2093.00	581.00	1389.00	1801.00	220.00	1992.00	1992.00	480.00	213.00	2129.00	2675.00	2338.00
Y	18.00	15.00	19.00	24.00	16.00	17.00	16.00	18.00	18.00	21.00	18.00	17.00	18.00	16.00
Zr	203.00	158.00	409.00	208.00	196.00	259.00	59.00	274.00	274.00	114.00	79.00	301.00	303.00	334.00
Nb	9.00	19.00	19.00	8.00	19.00	11.00	1.00	14.00	12.00	5.00	4.00	13.00	13.00	9.00
Ba	1069.00	519.00	1967.00	1012.00	686.00	1015.00	73.00	1145.00	1146.00	451.00	70.00	1585.00	1820.00	2242.00
Sc	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Co	30.00	44.00	24.00	20.00	40.00	27.00	41.00	30.00	26.00	34.00	45.00	26.00	28.00	22.00
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cs	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
La	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ce	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Eu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Gd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Tb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Dy	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Er	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Yb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Lu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ta	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	2.00	1.00	2.00	6.00	2.00	7.00	4.00	5.00	3.00	3.00	4.00	3.00	3.00	3.00
U	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios														
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
ε _{Nd}	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

WHOLE ROCK CHEMICAL ANALYSIS FROM POST-SUBDUCTION VOLCANIC ROCKS OF BAJA CALIFORNIA														
Location	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI
Sample	BLE-35_h	BLE-36_h	BLE-39_h	BLE-43_h	BLE-44_h	BLE-47_h	BLE-49_h	BLE-50_h	BLE-51_h	BLE-54_h	BLE-58_h	BLE-62_h	BLE-63_h	BLE-65_h
Latitude	27.2367	26.6544	26.6342	26.4211	26.4139	26.4706	26.5089	26.6297	26.6483	26.5856	26.9511	26.7339	26.7422	26.7239
Longitude	-112.8486	-112.9061	-112.8336	-112.4944	-112.5578	-112.7231	-112.7694	-112.6689	-112.6406	-112.7206	-112.8908	-112.7953	-112.8461	-112.9422
Major elements (wt%)														
SiO ₂	52.23	53.83	54.31	52.92	53.13	53.86	54.81	63.84	57.97	54.21	26.09	54.60	54.59	55.21
TiO ₂	0.86	1.95	1.89	2.45	2.41	1.74	1.94	1.29	1.58	2.10	1.61	1.85	1.76	1.57
Al ₂ O ₃	17.32	13.94	14.16	14.90	15.03	14.69	14.90	15.94	15.06	14.06	14.57	14.05	14.56	14.91
Fe ₂ O ₃	1.88*	2.57*	2.57*	2.00*	2.00*	2.58*	2.22*	1.51*	2.29*	2.60*	1.59*	2.55*	2.67*	2.3*
FeO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	0.15	0.15	0.14	0.09	0.10	0.13	0.12	0.07	0.12	0.14	0.07	0.14	0.15	0.13
MgO	8.08	6.76	6.43	6.18	5.67	5.96	6.02	2.17	4.48	6.04	4.67	6.54	5.66	6.51
CaO	9.38	8.99	8.90	9.23	9.64	9.23	9.19	4.55	7.50	9.02	8.74	8.88	8.80	8.83
Na ₂ O	3.06	2.70	2.69	3.73	3.61	2.67	2.74	4.07	3.12	2.79	3.10	2.59	2.62	2.00
K ₂ O	0.62	0.36	0.19	1.76	1.75	0.33	0.44	2.53	1.11	0.20	4.47	1.18	0.19	2.56
P ₂ O ₅	0.14	0.19	0.14	1.00	0.98	0.20	0.22	0.23	0.23	0.17	1.13	0.11	0.10	0.21
LOI	0.52	-0.16	-0.22	0.57	0.58	0.20	0.01	0.92	0.28	-0.30	0.39	-0.03	-0.22	0.04
Total	100.57	100.92	100.77	99.88	99.71	100.57	100.53	99.58	100.33	100.42	99.17	100.42	100.28	99.58
Mg#	69.65	58.48	57.18	65.82	63.90	55.21	59.18	50.52	55.01	55.36	67.66	57.85	53.14	60.17
Trace elements (ppm)														
V	189.00	195.00	180.00	212.00	215.00	182.00	168.00	79.00	136.00	186.00	155.00	159.00	185.00	157.00
Ni	121.00	137.00	123.00	97.00	99.00	109.00	85.00	18.00	53.00	110.00	80.00	112.00	89.00	155.00
Cu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	11.00	8.00	7.00	11.00	11.00	7.00	10.00	61.00	24.00	7.00	50.00	6.00	7.00	7.00
Sr	425.00	285.00	264.00	3069.00	2969.00	318.00	449.00	619.00	443.00	277.00	2849.00	267.00	238.00	319.00
Y	19.00	22.00	22.00	18.00	21.00	19.00	20.00	13.00	18.00	21.00	28.00	21.00	20.00	19.00
Zr	91.00	100.00	94.00	305.00	296.00	101.00	122.00	180.00	146.00	99.00	430.00	91.00	83.00	86.00
Nb	3.00	9.00	5.00	14.00	15.00	8.00	10.00	33.00	22.00	8.00	7.00	5.00	5.00	7.00
Ba	203.00	90.00	43.00	1030.00	970.00	136.00	127.00	318.00	239.00	45.00	2373.00	52.00	54.00	184.00
Sc	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Co	37.00	44.00	43.00	25.00	26.00	44.00	38.00	17.00	34.00	46.00	18.00	41.00	46.00	45.00
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cs	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
La	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ce	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Eu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Gd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Tb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Dy	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Er	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Yb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Lu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ta	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	7.00	0.00	2.00	0.00	3.00	4.00	2.00	2.00	3.00	0.00	2.00	4.00	3.00	4.00
U	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios														
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
ε _{Nd}	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	2373.00	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

WHOLE ROCK CHEMICAL ANALYSIS FROM POST-SUBDUCTION VOLCANIC ROCKS OF BAJA CALIFORNIA

Location	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	SI	San Carlos (SCA)			SCA	Santa Catarina (ST)	
Sample	BLE-66_h	BC00-35_g	BC05-01_p	BC05-02_p	BC05-50_p	BC97-24_g	SI96-12K_g	BC97-43_g	BC05-101_p	BC05-103_p	BC05-102_p	BC05-104_p	BC05-18_p	BC05-17_p
Latitude	26.7239	N.D.	27.5082	27.5082	27.5701	N.R.	N.R.	N.R.	29.7365	29.7365	N.D.	N.D.	29.5282	29.5321
Longitude	-112.9422	N.D.	-112.8296	-112.8296	-113.3334	N.R.	N.R.	N.R.	-115.5102	-115.5102	N.D.	N.D.	-115.2714	-114.5343
Major elements (wt%)														
SiO ₂	52.41	54.40	57.80	55.50	54.80	52.25	55.00	53.50	48.20	49.10	48.20	49.85	48.60	48.50
TiO ₂	1.79	1.70	0.66	1.20	1.52	1.27	1.48	1.65	2.80	2.74	2.80	2.62	3.86	2.53
Al ₂ O ₃	15.22	14.25	17.05	15.65	15.80	14.95	14.25	16.40	14.70	14.90	14.50	15.00	14.40	14.65
Fe ₂ O ₃	2.72*	11.95*	6.47*	7.55*	6.55*	11.1*	6.17*	9.95*	10.4*	10.35*	10.3*	10.2*	11.65*	10.75*
FeO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	0.15	0.15	0.12	0.12	0.08	0.15	0.08	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.15
MgO	5.90	5.95	4.60	3.36	5.47	7.55	4.36	4.22	7.52	6.92	7.09	7.00	5.62	6.93
CaO	9.80	8.80	7.20	6.65	7.80	8.10	8.10	6.88	7.00	7.75	8.20	7.45	8.45	7.55
Na ₂ O	2.53	2.75	4.06	4.39	4.56	3.37	3.58	3.94	3.78	4.17	4.05	4.25	3.80	3.64
K ₂ O	0.19	0.20	0.94	3.51	1.81	1.02	4.76	1.73	2.00	2.01	1.96	2.03	1.33	1.58
P ₂ O ₅	0.20	0.14	0.18	0.79	0.66	0.17	0.83	0.61	1.02	1.03	1.03	1.00	0.82	0.77
LOI	1.68	-0.01	1.06	0.69	0.65	-0.02	0.81	0.75	1.93	0.25	1.36	-0.04	0.84	2.40
Total	100.43	100.28	100.14	99.41	99.70	99.91	99.76	99.78	99.49	99.36	99.63	99.50	99.50	99.45
Mg#	53.69	N.D.	70.03	50.91	66.06	N.D.	N.D.	N.D.	62.75	60.91	61.60	61.53	52.92	60.03
Trace elements (ppm)														
V	198.00	160.00	137.00	222.00	180.00	176.00	190.00	185.00	195.00	195.00	195.00	190.00	240.00	202.00
Ni	109.00	110.00	70.00	27.00	140.00	160.00	83.00	49.00	200.00	210.00	200.00	205.00	135.00	184.00
Cu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	8.00	2.70	12.20	67.50	7.30	13.90	46.00	22.50	29.00	28.50	26.00	28.80	18.80	22.80
Sr	374.00	229.00	467.00	1670.00	2140.00	422.00	342.00	610.00	850.00	865.00	850.00	870.00	694.00	620.00
Y	33.00	21.50	17.50	31.50	8.80	16.40	17.50	26.50	34.00	32.50	33.00	31.00	34.80	31.00
Zr	88.00	82.00	109.00	476.00	145.00	100.00	350.00	247.00	450.00	460.00	460.00	470.00	403.00	375.00
Nb	4.00	4.40	3.00	13.80	8.00	6.30	7.50	22.00	57.00	56.00	56.00	54.00	48.00	45.00
Ba	840.00	70.00	324.00	2625.00	815.00	440.00	2300.00	740.00	380.00	480.00	390.00	650.00	325.00	281.00
Sc	N.D.	N.D.	18.00	19.00	12.70	21.00	15.00	17.80	17.50	17.50	17.00	17.00	16.50	19.00
Cr	N.D.	N.D.	155.00	14.00	185.00	224.00	118.00	73.00	215.00	230.00	203.00	22.50	120.00	210.00
Co	44.00	40.00	22.50	21.00	26.00	40.00	21.00	29.00	40.00	39.00	40.00	38.00	41.00	41.00
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cs	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
La	N.D.	3.90	9.00	79.50	27.00	10.00	70.00	32.50	44.00	43.00	43.00	43.00	36.00	34.50
Ce	N.D.	10.00	19.50	157.00	62.00	21.50	154.00	67.00	102.00	100.00	100.00	100.00	83.00	77.00
Nd	N.D.	8.70	12.30	85.00	34.00	13.00	85.00	34.00	62.00	61.00	59.00	59.00	55.00	46.00
Sm	N.D.	3.30	2.90	14.30	5.65	3.45	14.10	7.00	13.00	12.70	13.00	12.50	12.20	10.30
Eu	N.D.	1.31	0.93	3.26	1.58	1.24	3.35	1.99	4.00	3.90	4.00	3.80	3.75	3.10
Gd	N.D.	4.50	3.00	10.00	3.70	3.50	8.50	6.50	10.60	10.40	11.20	10.70	10.70	8.80
Tb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Dy	N.D.	4.20	2.80	5.60	1.90	3.20	3.70	4.95	7.10	6.95	7.10	6.80	7.35	6.40
Er	N.D.	1.95	1.75	3.00	0.70	1.70	1.50	2.55	2.70	2.60	2.70	2.60	2.80	2.65
Yb	N.D.	0.00	0.69	2.20	0.59	1.41	0.99	2.38	2.08	2.06	2.08	2.01	2.06	2.06
Lu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ta	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	1.00	0.20	1.40	13.30	1.55	1.85	7.70	2.25	3.70	3.80	3.75	3.60	2.90	2.95
U	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr, Nd, and Pb isotopic Ratios														
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.703980	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.512810	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
^ε _{Nd}	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	3.49	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	18.61	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	15.58	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	38.44	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

Location	LA PURISIMA		(LP) ₁	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP
Sample	BC97-33_g	BC99-42_g	BC99-68_g	BC99-60_g	BC97-39_g	BC97-38_g	BC99-65_g	BC99-59_g	BC99-151_g	BC97-44_g	BC97-75_g	BC97-32_g	BC99-60_g	BC97-33_g	
Latitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Longitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Major elements (wt%)															
SiO ₂	56.30	53.00	57.00	54.30	55.00	50.60	56.70	51.80	50.50	52.50	54.00	54.00	54.30	56.30	
TiO ₂	0.91	0.92	1.07	1.03	1.00	2.02	1.52	1.10	1.38	2.19	1.81	1.80	1.03	0.91	
Al ₂ O ₃	16.70	16.50	14.85	16.70	16.55	13.75	14.62	15.15	14.52	14.85	15.65	15.70	16.70	16.70	
Fe ₂ O ₃	6.72*	8.02*	6.59*	7.7*	7.72*	7.92*	6.37*	7.6*	8.9*	7.49*	7.7*	7.48*	7.70	6.72	
FeO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
MnO	0.11	0.13	0.10	0.12	0.12	0.10	0.08	0.11	0.12	0.09	0.10	0.10	0.12	0.11	
MgO	5.06	6.83	3.77	5.95	4.86	6.18	5.68	7.72	6.69	5.02	5.20	5.15	5.95	5.06	
CaO	6.90	9.00	6.42	7.52	7.23	8.05	6.52	7.23	8.43	8.25	7.65	7.48	7.52	6.90	
Na ₂ O	4.20	3.59	3.46	4.23	3.95	3.76	4.15	3.70	3.96	4.32	4.28	4.35	4.23	4.20	
K ₂ O	1.33	1.17	4.20	1.29	1.48	3.10	3.01	2.40	2.42	2.53	1.94	2.05	1.29	1.33	
P ₂ O ₅	0.27	0.21	0.62	0.31	0.33	0.98	0.67	0.40	0.85	0.91	0.68	0.70	0.31	0.27	
LOI	1.02	0.79	1.51	0.65	1.07	2.44	0.49	2.27	2.23	1.14	0.55	0.59	0.65	1.02	
Total	99.52	100.19	99.59	99.80	99.31	98.90	99.81	99.48	100.00	99.29	99.56	99.40	99.80	99.52	
Mg#	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Trace elements (ppm)															
V	144.00	222.00	166.00	175.00	182.00	292.00	170.00	177.00	215.00	215.00	185.00	185.00	175.00	144.00	
Ni	108.00	82.00	66.00	135.00	102.00	175.00	160.00	235.00	125.00	81.00	105.00	108.00	135.00	108.00	
Cu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Zn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Rb	17.50	12.40	79.00	16.20	19.40	20.00	21.50	15.80	25.50	9.00	11.20	11.50	16.20	17.50	
Sr	700.00	700.00	1360.00	720.00	745.00	2450.00	2070.00	1240.00	2180.00	2665.00	1765.00	1750.00	720.00	700.00	
Y	15.50	17.50	22.50	16.40	17.90	15.50	12.50	15.00	18.50	12.10	13.00	13.70	16.40	15.50	
Zr	134.00	105.00	352.00	147.00	158.00	260.00	232.00	160.00	160.00	152.00	188.00	187.00	147.00	134.00	
Nb	8.40	4.60	9.60	9.90	9.20	17.60	13.50	6.80	8.70	11.70	11.30	11.40	9.90	8.40	
Ba	580.00	660.00	1940.00	670.00	900.00	1320.00	1395.00	1300.00	1540.00	1305.00	870.00	898.00	670.00	580.00	
Sc	16.10	27.00	17.00	18.50	18.80	14.30	12.70	18.50	15.70	13.80	16.00	15.00	N.D.	N.D.	
Cr	155.00	190.00	112.00	200.00	185.00	242.00	211.00	177.00	175.00	135.00	168.00	160.00	N.D.	N.D.	
Co	23.00	31.00	19.00	29.00	28.00	33.00	28.00	30.00	35.00	27.00	23.00	26.00	29.00	23.00	
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Cs	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Pb	4.65	4.69	N.D.	4.30	N.D.	N.D.	9.42	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
La	16.90	14.60	53.00	17.50	26.00	70.00	56.00	28.50	52.00	44.50	35.00	36.00	17.50	16.90	
Ce	34.00	30.00	113.00	38.00	52.50	147.00	110.00	59.00	106.00	93.00	76.00	76.50	38.00	34.00	
Nd	18.40	17.00	62.00	21.00	27.50	69.00	48.00	28.00	62.00	52.00	41.00	41.00	21.00	18.40	
Sm	3.95	3.30	11.70	4.10	5.25	11.20	7.70	4.90	11.00	8.65	6.90	7.20	4.10	3.95	
Eu	1.17	1.10	2.90	1.30	1.50	2.55	1.87	1.37	2.70	2.35	1.95	1.96	1.30	1.17	
Gd	3.20	3.20	8.40	3.70	4.00	6.20	4.50	3.70	7.30	5.20	4.50	4.30	3.70	3.20	
Tb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Dy	2.95	3.00	4.70	3.00	3.35	3.30	2.55	2.60	3.80	2.70	2.90	2.80	3.00	2.95	
Er	1.65	1.70	1.90	1.60	1.75	1.40	1.05	1.40	1.70	1.10	1.20	1.20	1.60	1.65	
Yb	1.41	1.63	1.65	1.53	1.59	1.02	0.91	1.30	1.31	0.74	0.97	0.94	1.53	1.41	
Lu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Hf	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Ta	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Th	1.70	1.70	8.40	1.75	2.20	4.60	3.80	2.00	3.65	2.50	2.10	2.20	1.75	1.70	
U	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios															
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703760	0.703740	N.D.	0.703750	N.D.	N.D.	0.704080	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512850	0.512880	N.D.	0.512860	N.D.	N.D.	0.512769	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
ε _{Nd}	4.31	4.91	N.D.	4.66	N.D.	N.D.	2.68	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18.53	18.42	N.D.	18.45	N.D.	N.D.	18.54	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	15.57	15.54	N.D.	15.55	N.D.	N.D.	15.57	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	38.34	38.24	N.D.	38.27	N.D.	N.D.	38.38	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	

Location	LA PURSIMA (LP)			LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP
Sample	CO96-29_d	CO96-30_d	99-30_d	99-04_d	99-08_d	BC97-36_d	99-V03_d	99-47_d	99-02_d	99-09_d	99-49_d	97-44_d
Latitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Longitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Major elements (wt%)												
SiO ₂	58.00	56.70	49.60	53.35	53.65	54.20	54.25	52.90	52.00	55.50	54.00	52.50
TiO ₂	1.23	1.48	2.86	2.14	2.10	2.44	2.32	2.04	2.88	1.28	1.93	2.19
Al ₂ O ₃	16.30	15.60	13.80	15.70	15.70	15.05	14.35	15.20	14.00	16.40	15.55	14.85
Fe ₂ O ₃	5.04*	5.96*	9.30*	7.65*	7.18*	7.40*	7.40*	7.65*	8.35*	6.05*	7.33*	7.49*
FeO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	0.06	0.07	0.10	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
MgO	3.47	4.54	5.08	3.76	6.00	5.02	5.38	4.82	5.75	5.13	5.09	5.02
CaO	6.10	6.00	9.70	6.62	8.10	7.75	8.40	8.32	8.80	7.05	7.55	8.25
Na ₂ O	4.68	4.63	3.50	3.96	4.81	4.30	3.72	4.31	3.50	4.76	4.58	4.32
K ₂ O	3.37	3.29	3.77	3.70	1.53	2.17	2.53	2.19	2.57	1.59	2.14	2.53
P ₂ O ₅	0.59	0.58	1.10	0.85	0.73	0.90	0.95	0.85	1.04	0.54	0.72	0.91
LOI	0.80	0.79	0.69	1.72	0.06	0.66	0.47	0.99	0.80	1.40	0.97	1.14
Total	99.64	99.37	99.50	99.53	99.95	99.98	99.86	99.36	99.73	99.79	99.95	99.29
Mg#	57.70	60.10	52.00	49.30	62.30	57.30	59.00	55.50	57.70	62.70	57.90	57.00
Trace elements (ppm)												
V	126.00	155.00	345.00	228.00	204.00	217.00	215.00	228.00	252.00	215.00	145.00	215.00
Ni	71.00	104.00	41.00	42.00	100.00	76.00	107.00	70.00	101.00	81.00	115.00	81.00
Cu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	8.80	9.00	21.00	10.75	4.10	6.50	10.40	8.40	10.75	5.10	8.00	9.00
Sr	2750.00	2410.00	2970.00	2530.00	2430.00	2760.00	2550.00	2580.00	2750.00	2080.00	2520.00	2665.00
Y	7.50	9.20	11.70	11.00	10.70	12.10	16.00	13.70	15.40	9.40	10.00	12.10
Zr	195.00	183.00	230.00	210.00	108.00	156.00	245.00	176.00	230.00	100.00	147.00	152.00
Nb	6.40	7.30	17.70	11.30	8.30	11.50	12.50	12.70	15.30	5.60	11.40	11.70
Ba	1615.00	1400.00	2300.00	1720.00	775.00	1190.00	1430.00	1800.00	1350.00	855.00	1155.00	1305.00
Sc	10.00	12.50	19.00	14.00	14.10	14.40	17.00	14.50	18.00	13.80	11.90	13.80
Cr	105.00	152.00	128.00	80.00	184.00	169.00	202.00	114.00	202.00	135.00	150.00	135.00
Co	16.00	21.00	30.00	25.00	24.00	27.00	27.00	25.00	27.00	27.00	20.00	27.00
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cs	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
La	32.00	32.00	54.00	52.00	25.00	39.00	47.50	45.00	47.00	22.00	33.00	44.50
Ce	71.00	73.00	125.00	110.00	61.00	90.00	108.00	94.00	112.00	47.00	77.00	93.00
Nd	36.00	40.00	68.00	61.00	35.00	52.00	65.00	53.00	65.00	27.00	42.00	52.00
Sm	5.50	6.10	10.40	9.45	6.20	8.75	11.20	8.65	11.10	4.55	7.10	8.65
Eu	1.44	1.61	2.24	2.25	1.86	2.34	2.75	2.21	2.82	1.30	1.92	2.35
Gd	2.80	3.70	5.50	5.20	3.80	5.00	6.90	5.20	6.45	2.95	4.25	5.20
Tb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Dy	1.40	1.90	2.65	2.25	2.25	2.70	3.55	2.95	3.30	1.80	2.20	2.70
Er	0.70	0.90	1.00	1.10	0.95	1.20	1.40	1.00	1.30	0.75	0.80	1.10
Yb	0.52	0.66	0.77	0.72	0.70	0.79	0.93	0.84	0.92	0.71	0.65	0.74
Lu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ta	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	1.30	0.95	2.00	1.55	0.40	1.20	2.55	2.00	1.50	0.70	1.35	2.50
U	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios												
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
ε _{Nd}	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

Location	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP	LP
Sample	99-V02_d	99-43_d	99-16_d	99-11_d	99-48_d	99-06_d	99-10_d	CO96-28_d	BC97-34_d	99-39_d	99-34_d	BC97-38_d	99-65_d
Latitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Longitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Major elements (wt%)													
SiO ₂	52.00	53.60	51.10	58.05	57.15	55.70	53.00	49.60	52.00	54.50	52.20	50.60	56.70
TiO ₂	2.90	2.07	3.44	0.77	1.28	1.39	2.62	2.05	2.10	1.46	2.35	2.02	1.52
Al ₂ O ₃	14.00	15.00	14.00	17.30	15.80	15.39	15.00	13.00	14.00	14.80	13.82	13.75	14.62
Fe ₂ O ₃	8.35*	7.0*	9.00*	4.43*	5.85*	5.85*	8.44*	7.39*	7.81*	6.70*	8.22	7.92	6.37
FeO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	0.09	0.09	0.11	0.06	0.08	0.07	0.11	0.09	0.11	0.09	0.08	0.10	0.08
MgO	5.66	4.80	5.30	4.56	3.64	4.74	4.87	5.78	5.85	6.18	4.75	6.18	5.68
CaO	8.45	8.05	8.85	5.76	6.70	7.00	8.01	9.05	8.53	7.00	8.15	8.05	6.52
Na ₂ O	3.50	4.30	4.18	5.00	4.45	4.98	3.96	3.68	3.36	4.04	3.43	3.76	4.15
K ₂ O	2.60	2.35	1.64	2.64	3.05	2.71	1.94	3.79	3.16	2.75	4.17	3.10	3.01
P ₂ O ₅	1.04	0.83	1.33	0.38	0.58	0.63	0.95	1.17	1.07	0.65	0.96	0.98	0.67
LOI	0.96	0.86	0.59	0.77	1.23	0.81	0.44	2.73	1.91	0.71	1.52	2.44	0.49
Total	99.55	99.45	99.54	99.72	99.81	99.78	99.34	98.63	99.90	98.88	99.65	98.90	99.81
Mg#	57.30	55.90	58.30	67.10	55.20	61.60	53.50	60.80	59.70	64.60	53.40	60.70	63.90
Trace elements (ppm)													
V	252.00	206.00	196.00	260.00	180.00	99.00	169.00	232.00	205.00	182.00	255.00	292.00	170.00
Ni	101.00	67.00	90.00	80.00	45.00	115.00	120.00	80.00	150.00	154.00	84.00	175.00	160.00
Cu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	10.00	9.60	7.10	7.00	24.50	8.50	7.40	16.60	27.50	20.00	25.50	20.00	21.50
Sr	2750.00	2430.00	2280.00	1940.00	1815.00	2600.00	2560.00	3800.00	1720.00	2080.00	2400.00	2450.00	2070.00
Y	15.00	14.50	18.40	7.50	12.80	8.90	15.30	14.30	23.00	14.50	15.00	15.50	12.50
Zr	220.00	190.00	193.00	132.00	190.00	145.00	161.00	216.00	470.00	260.00	300.00	260.00	232.00
Nb	15.00	12.79	14.40	3.90	10.40	8.10	14.00	20.70	19.50	10.50	15.00	17.60	13.50
Ba	1300.00	1280.00	940.00	1260.00	1370.00	1380.00	970.00	1930.00	1600.00	1350.00	1820.00	1320.00	1395.00
Sc	18.00	16.00	14.00	17.50	12.50	8.80	11.00	16.60	19.00	12.80	16.20	14.30	12.70
Cr	202.00	126.00	139.00	171.00	58.00	124.00	133.00	144.00	260.00	235.00	180.00	242.00	211.00
Co	27.00	24.00	25.00	28.00	18.00	21.00	23.00	24.00	31.00	31.00	29.00	33.00	28.00
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cs	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
La	46.00	47.00	44.00	29.00	40.00	38.00	36.00	75.00	65.00	47.00	55.00	70.00	56.00
Ce	112.00	101.00	108.00	59.00	84.00	79.00	86.00	157.00	145.00	100.00	122.00	147.00	110.00
Nd	67.00	56.00	68.00	30.00	42.50	40.00	51.00	80.00	80.00	51.00	63.00	69.00	48.00
Sm	11.20	9.30	12.10	4.70	6.60	6.70	9.10	11.90	13.70	8.20	10.60	11.20	7.70
Eu	2.75	2.20	3.38	1.18	1.75	1.70	2.52	2.83	3.33	2.05	2.65	2.55	1.87
Gd	6.60	5.10	8.00	2.50	4.10	3.65	5.85	6.30	8.40	5.20	6.00	6.20	4.50
Tb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Dy	3.50	5.15	4.20	1.45	2.45	1.85	3.40	3.00	5.10	2.85	3.15	3.30	2.55
Er	1.10	1.10	1.70	0.60	1.10	0.80	1.25	1.30	2.30	1.30	1.40	1.40	1.05
Yb	0.90	0.94	1.15	0.51	1.00	0.61	1.00	0.90	1.64	1.10	0.95	1.02	0.91
Lu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ta	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	1.60	2.50	1.20	0.70	3.35	1.35	0.90	2.70	4.60	3.60	3.00	4.60	3.80
U	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios													
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
ε _{Nd}	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

[illegible]

Location	M	M	M	M	M	M	ISLA TORTUGA (IT)			IT	IT	IT	IT	IT
Sample	Lo80+ _{-j}	Lo1+ _{-j}	Lo30 _{-j}	Lo91+ _{-j}	Lo90 _{-j}	Lo6+ _{-j}	2-14 _{-k}	2-61 _{-k}	2-43 _{-k}	2-43 _{-k}	2-59 _{-k}	2-18 _{-k}	T-37A _{-k}	T2-10 _{-k}
Latitude	VE542 078**	VE499 050**	VD558 990**	VE545 106**	VE543 102**	VE539 016**	N.R	N.R	N.R	N.R	N.R	N.R	N.R	N.R
Longitude							N.R	N.R	N.R	N.R	N.R	N.R	N.R	N.R
Major elements (wt%)														
SiO ₂	59.8	59.39	63.91	66.78	65.4	70.34	47.60	48.80	47.00	48.1	48.8	48.2	50.8	49.3
TiO ₂	1.02	1	0.56	0.59	0.57	0.42	1.97	1.94	1.42	2.69	2.02	2.5	1.89	2.13
Al ₂ O ₃	17.76	17.37	16.94	16.07	16.42	15.68	14.10	14.80	16.40	13.3	14.1	13.4	15.5	14.7
Fe ₂ O ₃	5.49*	5.55*	3.92*	3.47*	4.05*	2.47*	0.91	3.13	1.30	5.55	3.13	6.71	2.78	3.04
FeO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	9.55	7.43	7.80	7.67	8.16	6.43	7.65	8.19
MnO	0.09	0.09	0.09	0.07	0.08	0.09	0.15	0.17	0.15	0.2	0.21	0.24	0.18	0.17
MgO	3.13	3.62	2.83	2.01	2.3	0.87	7.15	7.45	8.50	5.7	6.37	5.95	7.95	6.72
CaO	6.3	6.82	5.3	4.26	4.9	2.65	11.04	11.37	11.79	10.06	10.77	10.24	11.53	10.71
Na ₂ O	3.96	4.34	4.04	4.39	4.46	5.23	3.79	3.68	3.50	4.11	3.81	4.14	3.71	3.96
K ₂ O	2.16	1.54	2.25	2.19	1.68	2.1	0.20	0.21	0.07	0.29	0.16	0.29	0.17	0.15
P ₂ O ₅	0.32	0.33	0.18	0.19	0.15	0.15	0.27	0.20	0.16	0.41	0.19	0.38	0.21	0.27
LOI	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Total	99.34	99.61	99.78	99.04	99.59	99.28	97.03	99.48	98.39	98.08	98.22	98.88	102.57	99.84
Mg#	0.55	0.58	0.61	0.55	0.55	0.43	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Trace elements (ppm)														
V	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	280.00	N.D.	N.D.	297.00	N.D.	340.00	315.00	N.D.
Ni	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	70.00	52.00	91.00	24.00	30.00	30.00	51.00	31.00
Cu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	16.00	14.00	29.00	35.00	29.00	27.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Sr	1252.00	1135.00	557.00	733.00	550.00	654.00	255.00	223.00	260.00	260.00	200.00	205.00	268.00	245.00
Y	16.00	16.60	16.13	12.85	14.31	15.82	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zr	286.00	243.00	205.00	126.00	121.00	223.00	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Nb	7.00	6.00	5.00	7.00	7.00	6.00	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ba	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sc	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Co	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	45.00	48.00	49.00	54.00	38.00	40.00	48.00	50.00
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cs	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
La	21.96	18.60	15.16	19.53	15.53	22.03	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ce	48.64	42.85	31.19	39.41	29.74	40.60	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Nd	24.13	21.28	14.15	17.08	13.08	16.87	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sm	4.59	4.36	2.96	3.28	2.83	3.35	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Eu	1.28	1.22	0.82	0.83	0.72	0.84	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Gd	3.78	3.21	2.47	2.50	2.33	2.67	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Tb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Dy	2.38	2.41	2.28	1.90	1.96	1.86	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Er	1.32	1.35	1.37	1.11	1.16	1.18	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Yb	1.18	1.23	1.39	1.08	1.17	1.28	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Lu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ta	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
U	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios														
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
ε _{Nd}	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

WHOLE ROCK CHEMICAL ANALYSIS FROM POST-SUBDUCTION VOLCANIC ROCKS OF BAJA CALIFORNIA

WHOLE ROCK CHEMICAL ANALYSIS FROM POST-SUBDUCTION VOLCANIC ROCKS OF BASA CARI, ORMA															
Location	IT	IT	IT	IT	IT	IT	IT	IT	IT	IT	ISLA SAN LUIS (ISL)		ISL	ISL	
Sample	T-5_k	T-6_k	T-15_k	T-31B_k	T-58F_k	T-58H_k	T-15_k	2-19_k	T-11_k		94-31_I	95-18_I	95-33_I	95-32_I	94-25A_I
Latitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Longitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Major elements (wt%)															
SiO ₂	49.2	49.20	49.40	49.70	47.50	49.70	56.60	58.60	61.60	55.53	55.84	57.45	59.14	59.63	
TiO ₂	3.63	1.92	2.81	3.19	3.34	2.29	3.35	2.28	1.41	1.23	1.07	1.32	1.03	1.19	
Al ₂ O ₃	12.7	15.20	11.00	12.80	12.40	14.80	12.60	13.30	14.50	16.79	16.89	16.27	16.28	16.42	
Fe ₂ O ₃	2.64	1.74	2.57	2.37	2.36	1.05	2.59	2.25	1.23	2.31	1.43	1.14	2.02	4.11	
FeO	13.21	8.72	12.87	11.97	11.90	9.34	12.95	11.27	6.18	5.81	5.70	6.11	4.25	1.98	
MnO	0.27	0.19	0.18	0.21	0.25	0.19	0.37	0.28	0.10	0.13	0.11	0.12	0.10	0.09	
MgO	4.79	6.65	7.13	4.77	6.05	6.90	1.77	1.60	2.27	5.84	4.83	3.77	3.39	2.90	
CaO	8.37	11.64	10.11	7.76	10.34	11.47	4.91	4.22	5.12	9.40	8.69	7.13	6.06	6.05	
Na ₂ O	5.1	2.85	3.40	4.89	5.36	4.78	4.20	5.43	5.10	3.54	3.86	3.69	4.82	4.74	
K ₂ O	0.51	0.21	0.43	0.32	0.32	0.21	0.98	1.28	1.81	0.55	0.65	0.85	1.02	1.31	
P ₂ O ₅	0.5	0.23	0.33	0.24	0.67	0.30	1.00	0.74	0.27	0.19	0.19	0.22	0.22	0.30	
LOI	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	1.19	0.60	0.68	1.95	0.78	
Total	100.92	98.55	100.22	98.22	100.49	101.03	101.32	101.25	99.59	100.51	99.86	98.75	100.28	99.50	
Mg#	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	61.05	59.41	52.80	54.19	51.96	
Trace elements (ppm)															
V	80.00	160.00	210.00	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	110.00	215.00	183.00	206.00	144.00	145.00	
Ni	10.00	33.00	25.00	14.00	24.00	43.00	N.D.	N.D.	13.00	40.00	23.00	22.00	10.00	19.00	
Cu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Zn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Rb	4.55	2.26	N.D.	5.00	5.00	5.00	N.D.	N.D.	31.00	18.00	15.00	12.00	24.00	30.00	
Sr	270.00	270.00	290.00	260.00	200.00	265.00	N.D.	N.D.	280.00	365.00	370.00	424.00	325.00	807.00	
Y	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	28.00	25.00	26.00	32.00	28.00	
Zr	150.00	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	123.00	106.00	157.00	188.00	219.00	
Nb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	4.00	6.00	9.00	4.00	6.00	
Ba	72.60	46.30	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	185.00	240.00	294.00	293.00	533.00	
Sc	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	146.00	72.00	53.00	37.00	38.00	
Co	52.00	40.00	43.00	38.00	35.00	42.00	N.D.	N.D.	18.00	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
Cs	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.42	N.D.	N.D.	N.D.	0.44	
Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	3.44	N.D.	N.D.	N.D.	7.13	
La	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	9.10	N.D.	N.D.	N.D.	18.99	
Ce	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	22.50	N.D.	N.D.	N.D.	44.10	
Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	14.50	N.D.	N.D.	N.D.	24.10	
Sm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	3.55	N.D.	N.D.	N.D.	4.74	
Eu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	1.25	N.D.	N.D.	N.D.	1.36	
Gd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	4.56	N.D.	N.D.	N.D.	4.78	
Tb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.70	N.D.	N.D.	N.D.	0.72	
Dy	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	4.58	N.D.	N.D.	N.D.	4.37	
Er	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	2.73	N.D.	N.D.	N.D.	2.49	
Yb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	2.43	N.D.	N.D.	N.D.	2.29	
Lu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.40	N.D.	N.D.	N.D.	0.37	
Hf	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	3.44	N.D.	N.D.	N.D.	4.96	
Ta	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.43	N.D.	N.D.	N.D.	0.46	
Th	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	1.11	N.D.	N.D.	N.D.	2.62	
U	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.42	N.D.	N.D.	N.D.	0.76	
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios															
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
ε _{Nd}	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	

[illegible]

WHOLE ROCK CHEMICAL ANALYSIS FROM POST-SUBDUCTION VOLCANIC ROCKS OF BAJA CALIFORNIA														
Location	ISL 95-30B	ISL 94-30	ISL 94-12	ISL 94-13	ISL 91-25	ISL 95-22	ISL 94-28	ISL 94-14	ISL 91-26	ISLA SAN ESTEBAN 23 m	(ISE) 66 m	ISE 33 m	ISE 46 m	ISE 50 m
Sample	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Latitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Longitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Major elements (wt%)														
SiO ₂	72.05	72.06	72.13	72.24	72.52	72.54	72.65	72.92	75.62	61.23	64.08	64.08	64.11	69.96
TiO ₂	0.45	0.45	0.43	0.42	0.42	0.42	0.47	0.45	0.39	0.86	0.57	0.52	0.72	0.38
Al ₂ O ₃	13.26	13.90	13.77	13.56	11.94	13.45	13.82	13.98	12.35	16.27	16.41	16.48	16.8	15.55
Fe ₂ O ₃	1.16	1.36	0.99	1.14	1.17	0.68	1.01	0.96	0.58	2.58	2.65	2.94	2.25	2.19
FeO	1.91	1.75	1.99	1.79	1.83	2.33	2.11	2.12	2.21	2.03	1.28	0.64	1.76	0.11
MnO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.05	0.06	0.06	0.04	0.08	0.08	0.07	0.08	0.03
MgO	0.60	0.42	0.42	0.44	0.33	0.45	0.42	0.47	0.15	2.73	2.22	1.51	2.03	0.64
CaO	1.96	1.80	1.80	1.82	1.88	1.76	1.90	1.84	1.63	6.11	5.25	4.5	4.74	2.12
Na ₂ O	5.46	5.11	5.15	5.10	4.91	5.34	5.07	5.17	4.98	4.62	4.9	4.87	5.04	5.12
K ₂ O	2.40	2.12	2.15	2.17	1.90	2.28	2.10	2.16	2.08	2.4	2.57	2.36	2.59	3.81
P ₂ O ₅	0.07	0.05	0.04	0.04	0.09	0.05	0.05	0.06	0.06	0.97	0.16	0.6	0.4	0.32
LOI	1.19	0.93	0.80	0.84	3.12	0.37	0.32	0.43	0.38	0.34	0.18	0.19	0.22	0.09
Total	100.57	100.01	99.73	99.62	100.15	99.72	99.98	100.62	100.47	100.22	100.35	98.86	100.74	100.32
Mg#	30.08	23.02	23.06	24.86	19.51	24.47	22.76	25.01	10.42	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Trace elements (ppm)														
V	16.00	16.00	10.00	11.00	10.00	15.00	15.00	14.00	3.00	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ni	8.00	4.00	3.00	3.00	4.00	4.00	1.00	4.00	4.00	15.00	7.10	6.10	9.60	2.00
Cu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zn	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	57.00	68.00	60.00	66.00	10.00	52.00	62.00	62.00	14.00	26.00	41.00	35.00	60.00	114.00
Sr	172.00	179.00	169.00	169.00	129.00	172.00	180.00	168.00	146.00	1054.00	573.00	596.00	562.00	169.00
Y	40.00	35.00	41.00	40.00	37.00	39.00	38.00	41.00	39.00	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Zr	350.00	331.00	335.00	350.00	306.00	342.00	326.00	331.00	320.00	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Nb	6.00	6.00	6.00	7.00	7.00	8.00	7.00	8.00	7.00	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Ba	658.00	693.00	685.00	687.00	514.00	690.00	691.00	631.00	634.00	1099.00	693.00	753.00	707.00	923.00
Sc	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	9.23	N.D.	6.78	7.84	N.D.
Cr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Co	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cs	N.D.	N.D.	2.72	N.D.	N.D.	N.D.	2.74	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pb	N.D.	N.D.	9.07	N.D.	N.D.	N.D.	10.28	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
La	N.D.	N.D.	21.20	N.D.	N.D.	N.D.	23.00	N.D.	N.D.	22.80	N.D.	17.90	17.40	N.D.
Ce	N.D.	N.D.	49.40	N.D.	N.D.	N.D.	49.00	N.D.	N.D.	48.50	N.D.	35.20	37.10	N.D.
Nd	N.D.	N.D.	25.20	N.D.	N.D.	N.D.	25.00	N.D.	N.D.	25.00	N.D.	16.00	16.00	N.D.
Sm	N.D.	N.D.	5.44	N.D.	N.D.	N.D.	5.27	N.D.	N.D.	4.62	N.D.	3.39	4.12	N.D.
Eu	N.D.	N.D.	1.12	N.D.	N.D.	N.D.	1.08	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.83	1.01	N.D.
Gd	N.D.	N.D.	5.86	N.D.	N.D.	N.D.	5.60	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Tb	N.D.	N.D.	0.96	N.D.	N.D.	N.D.	0.91	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Dy	N.D.	N.D.	6.18	N.D.	N.D.	N.D.	5.87	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Er	N.D.	N.D.	3.75	N.D.	N.D.	N.D.	3.61	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Yb	N.D.	N.D.	3.74	N.D.	N.D.	N.D.	3.46	N.D.	N.D.	1.40	N.D.	1.40	2.09	N.D.
Lu	N.D.	N.D.	0.61	N.D.	N.D.	N.D.	0.60	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Hf	N.D.	N.D.	9.33	N.D.	N.D.	N.D.	8.65	N.D.	N.D.	2.39	N.D.	3.23	2.53	N.D.
Ta	N.D.	N.D.	0.53	N.D.	N.D.	N.D.	0.45	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Th	N.D.	N.D.	5.77	N.D.	N.D.	N.D.	5.63	N.D.	N.D.	3.40	N.D.	3.12	3.88	N.D.
U	N.D.	N.D.	1.83	N.D.	N.D.	N.D.	1.76	N.D.	N.D.	1.15	N.D.	0.83	1.20	N.D.
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios														
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
ε _{Nd}	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

[illegible]

[illegible]

WHOLE ROCK CHEMICAL ANALYSIS FROM POST-SUBDUCTION VOLCANIC ROCKS OF BAJA CALIFORNIA														
Location	TVC	TVC	TVC	TVC	TVC	SANTA ROSALIA 2 (SR)		SR	SR	SR	SR	SR	SR	SR
Sample	TV9507c.n	TV9507d.n	TV9507h1.n	TV9507g.n	TV9539b.n	97-0306-190	00-0502-206	97-0306-195	00-502-120	96-0829-060	97-00225-165	022-65.1	96-09808-87	96-0918-119
Latitude	27.4183	27.4183	27.4183	27.4183	27.4106	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Longitude	-112.5789	-112.5789	-112.5789	-112.5789	-112.5911	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Major elements (wt%)														
SiO ₂	64.44	65.44	68.33	64.96	67.99	58.19	59.60	56.94	58.05	67.07	71.36	52.82	53.53	73.70
TiO ₂	0.74	0.74	0.60	0.73	0.59	1.15	0.94	1.42	1.37	0.24	0.24	0.97	1.65	0.17
Al ₂ O ₃	16.27	16.21	15.66	15.99	14.98	17.23	17.26	16.37	16.44	17.31	14.54	19.54	18.16	14.12
Fe ₂ O ₃	4.23*	4.34*	3.09*	4.43*	3.34*	6.19*	5.54*	6.24*	5.78*	3.04*	2.32*	7.01*	9.3*	1.69*
FeO	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	0.07	0.08	0.06	0.08	0.07	0.07	0.07	0.10	0.08	0.03	0.07	0.07	0.16	0.05
MgO	1.63	1.48	0.86	1.46	0.84	3.41	3.27	3.84	3.54	0.29	4.13	4.03	3.94	1.41
CaO	3.83	3.69	2.55	3.69	2.71	6.87	6.46	7.03	6.49	0.49	1.35	10.30	7.85	1.42
Na ₂ O	5.07	5.42	5.47	5.32	5.02	4.29	4.62	4.41	4.60	5.54	2.77	3.68	4.38	3.95
K ₂ O	2.02	2.02	2.47	2.06	2.39	2.19	1.83	2.98	2.97	5.96	3.15	1.16	0.87	3.32
P ₂ O ₅	0.19	0.19	0.14	0.19	0.14	0.40	0.40	0.68	0.68	0.03	0.06	0.40	0.13	0.04
LOI	1.43	1.35	1.73	1.96	0.22	1.86	1.74	0.73	0.68	1.38	10.47	1.67	2.46	5.77
Total	100.08	100.96	100.95	100.88	98.29	99.04	100.13	100.13	100.09	98.88	99.35	100.24	98.84	99.42
Mg#	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Trace elements (ppm)														
V	81.00	78.00	43.00	78.00	42.00	162.00	135.00	165.00	163.00	15.00	22.00	269.00	233.00	13.00
Ni	6.00	7.00	6.00	10.00	7.00	53.00	61.00	47.00	44.00	3.00	13.00	41.00	35.00	5.00
Cu	18.00	15.00	10.00	16.00	10.00	63.00	46.00	54.00	59.00	6.00	60.00	37.00	30.00	86.00
Zn	68.00	66.00	54.00	66.00	57.00	74.00	61.00	86.00	84.00	85.00	263.00	155.00	507.00	249.00
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	41.00	44.00	55.00	40.00	52.00	18.00	21.00	19.00	21.00	119.00	62.00	17.00	12.00	87.00
Sr	472.00	479.00	354.00	474.00	346.00	1594.00	1119.00	1992.00	1825.00	45.00	102.00	441.00	480.00	110.00
Y	23.00	23.00	24.00	24.00	25.00	12.00	11.00	11.00	12.00	71.00	26.00	28.00	25.00	23.00
Zr	184.00	193.00	201.00	192.00	197.00	174.00	177.00	223.00	223.00	357.00	158.00	147.00	138.00	161.00
Nb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	3.70	7.50	7.60	15.60	20.90	11.00	5.00	5.00	10.30
Ba	599.00	620.00	697.00	613.00	681.00	881.00	626.00	1352.00	1263.00	886.00	528.00	316.00	293.00	727.00
Sc	8.60	8.40	6.30	8.10	6.20	14.00	13.00	12.90	12.00	3.90	N.D.	26.00	N.D.	N.D.
Cr	8.20	7.90	5.50	8.50	9.50	57.00	76.00	54.00	40.00	10.00	20.00	42.00	51.00	17.00
Co	8.80	8.30	4.50	8.20	4.60	21.00	19.00	23.00	20.00	2.00	36.00	60.00	59.00	4.00
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cs	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.19	N.D.	0.31	N.D.	1.34	N.D.	0.79	N.D.	N.D.
Pb	153.00	86.00	40.00	39.00	6.00	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
La	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	28.82	23.50	39.97	43.00	42.58	N.D.	11.09	N.D.	N.D.
Ce	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	57.54	43.00	87.10	84.00	97.55	N.D.	71.27	N.D.	N.D.
Nd	21.00	21.00	22.00	20.00	22.00	23.03	22.50	33.93	46.00	34.73	N.D.	26.63	N.D.	N.D.
Sm	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	5.49	4.20	7.18	7.30	9.96	N.D.	4.08	N.D.	N.D.
Eu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	1.35	1.25	1.53	1.91	0.90	N.D.	2.37	N.D.	N.D.
Gd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Tb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Dy	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Er	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Yb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	1.07	1.01	1.11	1.16	6.87	N.D.	2.08	N.D.	N.D.
Lu	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.15	N.D.	0.16	N.D.	1.13	N.D.	0.31	N.D.	N.D.
Hf	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	3.42	N.D.	4.51	N.D.	9.92	N.D.	4.78	N.D.	N.D.
Ta	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.38	N.D.	0.61	N.D.	1.80	N.D.	1.91	N.D.	N.D.
Th	3.60	3.60	4.60	3.50	4.40	3.39	3.90	3.55	4.90	12.00	11.60	2.03	0.90	10.70
U	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.84	2.40	1.04	0.50	3.12	2.40	0.39	1.20	3.00
Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios														
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.703723		N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
ε _{Nd}	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	18.43		N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	15.52		N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	38.20		N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

WHOLE ROCK CHEMICAL ANALYSIS FROM POST-SUBDUCTION VOLCANIC ROCKS OF BAJA CALIFORNIA

Location	SR	SR	SR	SR	SR	SR	SR	SR	SR	SR	SR	SR	SR
Sample	96-0827-046_o	96-0827-048_o	96-0910-102_o	96-0827-031_o	96-0913-107_o	96-0914-115_o	96-0919-123_o	97-0301-180_o	97-0302-185_o	00-053-222_o	97-0301-176_o	97-0302-184_o	97-0301-181_o
Latitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
Longitude	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
<u>Major elements (wt%)</u>													
SiO ₂	50.84	51.34	64.20	51.88	56.48	53.18	60.84	51.04	54.59	55.74	55.03	54.92	64.53
TiO ₂	1.26	1.68	0.60	1.04	1.06	1.03	0.83	1.39	1.42	1.64	1.86	1.87	0.64
Al ₂ O ₃	17.45	16.67	17.49	17.55	18.04	17.26	18.12	14.29	15.22	14.33	15.88	15.47	16.24
Fe ₂ O ₃	9.54	10.67	4.32*	8.40*	7.34*	8.44*	5.40*	11.44*	10.26*	10.15*	7.49*	7.54*	4.32*
FeO	0.14	0.19	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
MnO	6.47	5.58	0.07	0.15	0.07	0.10	0.05	0.18	0.15	0.13	0.10	0.11	0.08
MgO	10.47	8.85	2.04	5.97	4.03	5.79	2.08	7.40	5.82	5.95	4.84	5.33	2.14
CaO	3.17	4.10	4.99	9.01	6.71	8.27	5.79	9.66	9.31	8.31	7.85	7.91	5.85
Na ₂ O	0.53	0.66	4.34	3.79	4.48	3.86	4.12	3.26	2.94	2.87	4.38	4.29	4.54
K ₂ O	0.10	0.17	1.75	1.84	1.39	1.84	2.48	0.95	0.16	0.46	2.03	1.96	1.48
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.14	0.30	0.38	0.21	0.19	0.29	0.07	0.19	0.49	0.55	0.15
LOI	3.43	1.43	1.61	3.83	1.59	1.86	2.32	1.81	0.01	0.42	0.77	1.22	0.70
Total	99.58	99.44	99.70	98.97	98.71	98.58	100.70	99.69	100.32	100.83	98.86	99.34	99.99
Mg#	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
<u>Trace elements (ppm)</u>													
V	186.00	218.00	96.0	184.0	158.0	188.0	162.0	294.0	150.0	151.0	185.00	220.00	83.00
Ni	60.00	61.00	8.0	98.0	44.0	88.0	33.0	171.0	103.0	136.0	94.00	101.00	33.00
Cu	27.00	162.00	17.0	258.0	31.0	44.0	146.0	46.0	51.0	42.0	63.00	61.00	27.00
Zn	226.00	128.00	94.0	140.0	81.0	154.0	186.0	118.0	91.0	101.0	89.00	107.00	68.00
Ga	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Rb	9.0	9.0	38.0	34.0	29.0	34.0	35.0	17.0	2.0	7.0	8.0	7.0	16.0
Sr	421.0	426.0	576.0	802.0	748.0	815.0	652.0	655.0	253.0	314.0	1821.0	1950.0	1353.0
Y	23.0	30.0	14.0	21.0	20.0	20.0	21.0	24.0	19.0	19.0	12.0	14.0	12.0
Zr	105.0	161.0	125.0	159.0	189.0	157.0	233.0	134.0	60.0	99.0	199.0	214.0	153.0
Nb	5.6	7.2	4.7	3.9	11.5	3.6	11.1	5.1	3.4	7.8	7.9	7.6	1.4
Ba	167.0	269.0	1200.0	684.0	697.0	738.0	1726.0	1091.0	161.0	137.0	1044.0	1344.0	586.0
Sc	33.3	31.6	10.8	N.D.	18.2	25.0	16.3	22.0	N.D.	N.D.	16.3	N.D.	N.D.
Cr	174.0	108.0	17.0	154.0	87.0	185.0	56.0	363.0	164.0	276.0	146.0	168.0	50.0
Co	59.0	32.0	17.0	67.0	22.0	36.0	32.0	40.0	38.0	43.0	25.0	27.0	13.0
Br	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Sb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Cs	1.12	0.84	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
La	7.09	11.87	13.8	N.D.	23.6	19.1	31.7	18.9	N.D.	N.D.	32.4	N.D.	N.D.
Ce	19.57	24.23	25.4	N.D.	43.0	45.4	58.0	46.4	N.D.	N.D.	82.3	N.D.	N.D.
Nd	9.08	26.82	10.0	N.D.	20.8	19.1	33.7	20.2	N.D.	N.D.	33.0	N.D.	N.D.
Sm	3.12	4.7	3.0	N.D.	4.9	5.5	5.9	5.9	N.D.	N.D.	7.1	N.D.	N.D.
Eu	1.12	2.54	0.8	N.D.	1.4	1.6	3.1	1.8	N.D.	N.D.	1.9	N.D.	N.D.
Gd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Tb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Dy	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Er	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Yb	1.98	2.79	1.3	N.D.	1.7	1.9	2.0	1.7	N.D.	N.D.	1.0	N.D.	N.D.
Lu	0.3	0.44	0.2	N.D.	0.3	0.3	0.3	0.3	N.D.	N.D.	0.2	N.D.	N.D.
Hf	2.24	4.94	2.5	N.D.	3.5	3.8	6.2	2.8	N.D.	N.D.	4.0	N.D.	N.D.
Ta	0.41	0.48	0.3	N.D.	0.7	0.3	0.8	0.4	N.D.	N.D.	0.6	N.D.	N.D.
Th	1.0	1.9	3.7	3.1	1.5	2.9	3.6	2.3	0.5	1.5	2.4	3.4	2.6
U	0.3	0.3	1.0	0.5	0.7	1.0	3.4	0.7	N.D.	1.3	0.6	0.6	0.3
<u>Sr, Nd, and Pb Isotopic Ratios</u>													
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	0.703986	0.704465	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
ε _{Nd}	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	18.58	18.65	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	15.60	15.61	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	38.45	38.50	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

APENDICE 2.

ALINEACIONES DE VOLCANES: ANTECEDENTES Y DETALLES DE LOS METODOS DE DETECCION DE ALINEACIONES

1. Antecedentes

Este apéndice introduce la definición de alineaciones de rasgos puntuales observados en la superficie de la tierra, resaltando la importancia de estos rasgos y las posibles interpretaciones geológicas y estructurales. Se analizan brevemente algunos de los algoritmos propuestos, así como su grado de confiabilidad y aplicabilidad al caso de esta tesis.

1.1 Alineaciones de rasgos puntuales

Las alineaciones son rasgos lineales relativamente grandes, identificados a partir de datos de percepción remota, fotografías aéreas, mapas geológicos y geofísicos (O’Leary et al., 1976). El término alineación geológica se usa generalmente para referir rasgos lineales detectados en fotografías aéreas e imágenes de satélite, presumiblemente de origen geológico (Campbell, 1996). Dado que los factores primarios que determinan la localización de un volcán son el tamaño y localización de la fuente magmática, las estructuras cinemáticas más superficiales y la topografía son factores netamente secundarios. Por lo tanto, en la mayoría de los casos se necesita algún tipo de confirmación para validar la interpretación de que una alineación de centros volcánicos está relacionada con la traza de una falla (Legg, 1994; Davis, 1984). Existen diferentes indicadores de la relación entre la geometría de las fallas y las alineaciones detectadas en una población de puntos distribuidos de manera aleatoria. La figura A2.1 ilustra cuatro posibles escenarios:

1. Fallas Normales: El escenario más probable contempla la formación de alineaciones de centros eruptivos (puntos) a lo largo de una falla normal. Esto debido a que las fallas normales acomodan la extensión horizontal y el “acortamiento” vertical en la corteza, de manera que la inyección de material volcánico produce la formación de diversos centros eruptivos justo por encima del plano de la falla.

Un sistema de múltiples fallas normales, produce entonces alineaciones que son paralelas al plano de falla y por lo tanto paralelas al esfuerzo de máxima compresión (Fig. A2.1-A)

2. Zonas de Cizalla: Los centros eruptivos pueden alinearse sobre una serie de fracturas extensionales en échelon, dentro de una zona de cizalla. (Fig. A2.1-B). Se espera entonces que las alineaciones sean paralelas y menores en longitud, con respecto a la longitud de la zona de cizalla.
3. Fallas de rumbo: Este tipo de fallas no son normalmente el tipo de estructuras que favorecen la inyección de material fundido debido a la compresión que existe sobre el plano de falla. Sin embargo, estas fallas pueden permitir la inyección magmática si la geometría de las fallas produce zonas de extensión. La figura A2.1-C muestra dos ejemplos de este tipo de geometrías. En ambos casos, las alineaciones detectadas para los centros eruptivos son paralelas a la traza de la falla.
4. Fracturas radiales: Un ejemplo típico de terrenos volcánicos es el alineamiento de centros eruptivos a lo largo de fracturas radiales (Fig. A2.1-D). Las fracturas radiales se forman alrededor de un cuerpo volcánico grande durante la evolución del mismo. En general, estas fracturas son consideradas como manifestaciones de las formaciones de diques radiales alrededor del conducto central de un volcán poligenético (Nakamura, 1977). Las fracturas se esparcen radialmente desde el centro del cuerpo volcánico. Su número, longitud y patrón de distribución pueden cambiar de lugar a lugar.

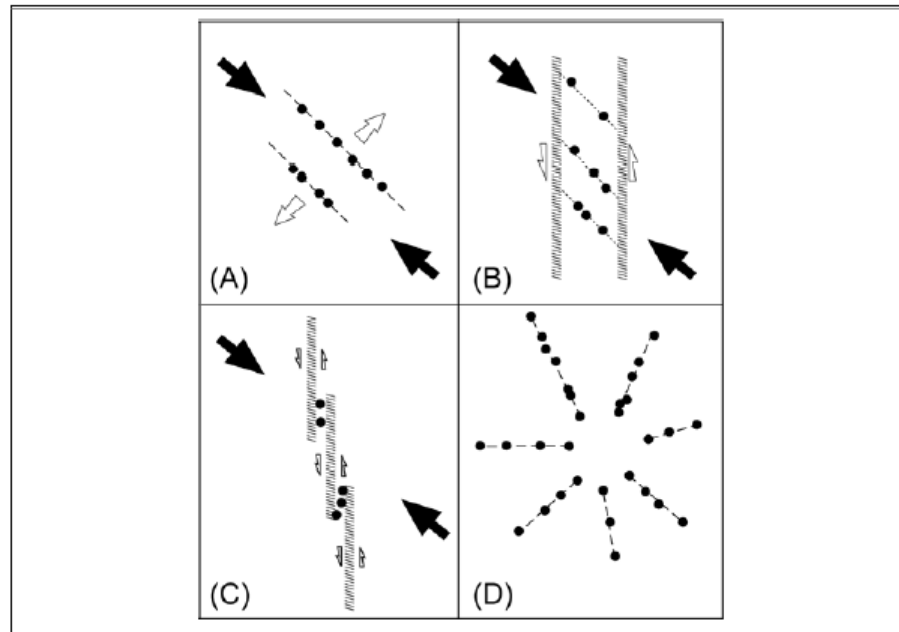


Figura A2.1. Posibles geometrías de falla y alineaciones asociadas de centros eruptivos. Las flechas negras indican la dirección del esfuerzo de máxima compresión; las flechas blancas muestran la dirección de extensión y las medias flechas indican la dirección del movimiento. (A) Fallamiento normal, (B) zonas de cizalla, (C) fallamiento de rumbo, (D) fracturas radiales. Modificada de (Arcasoy et al., 2004)

La naturaleza de las alineaciones no puede explicarse solo con base en estos cuatro casos. Existen evidentemente otras geometrías de falla que pueden permitir la inyección de material fundido hacia la superficie, produciendo centros eruptivos alineados, o bien, también es posible tener alguna combinación de los casos presentados. Por lo tanto es necesario considerar además combinaciones y/o patrones de falla no relacionados. Estos escenarios de complejidad extrema complican la distribución espacial de los centros eruptivos y dificultan su interpretación. Resulta evidente que cualquier interpretación de alineaciones basada exclusivamente en la asociación estructuras cinemáticas-alineaciones, corre el riesgo de no ser representativa.

La figura A2.2 muestra las posibles relaciones entre alineaciones y algunas estructuras, así como la distribución de la nube de puntos.

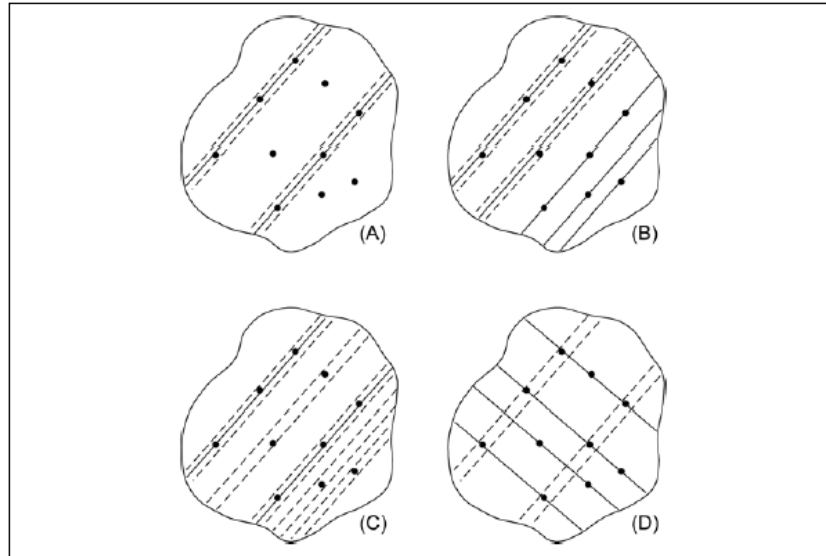


Figura A2.2. Posibles escenarios de detección de alineaciones para una población de rasgos puntuales. Los puntos negros representan centros eruptivos, las líneas sólidas representan estructuras geológicas mientras que las líneas dobles punteadas son las alineaciones reconocidas. (A) Las alineaciones y las estructuras se correlacionan una a una y coinciden, sin embargo algunos puntos no están estructuralmente relacionados, (B) Las alineaciones no representan todas las estructuras geológicas. (C) Las alineaciones sobreestiman la existencia de estructuras geológicas, (D) Las alineaciones no representan a las estructuras presentes. (Modificado de Lutz, 1986)

Este análisis de alineaciones resulta en cuatro posibles escenarios:

- 1) Las alineaciones detectadas coinciden con las estructuras cinemáticas correlacionándose una a una (Fig. A2.2-A).
- 2) Hay una subestimación de estructuras cinemáticas; es decir que las alineaciones observadas no representan la totalidad de las estructuras existentes (Fig. A2.1-B).
- 3) Solo una porción de las estructuras cinemáticas controla la localización de los puntos, de manera que las alineaciones están sobre-estimando la presencia de estas estructuras (Fig. A2.1-C).

4) No existe control estructural alguno sobre la distribución espacial de los puntos. Las estructuras que controlan la localización espacial de los puntos y aquellas que producen alineaciones, no tiene ninguna relación (Fig. A2.1-D). Este caso extremo puede observarse cuando existen estructuras geológicas pero no hay alineaciones.

Las asociaciones entre las estructuras cinemáticas y las alineaciones que se pueden detectar en una población de rasgos puntuales no pueden resumirse estrictamente en estos cuatro escenarios. Sin embargo, estos escenarios sí son representativos de la dicotomía inherente en intentar interpretar las alineaciones detectadas con base únicamente en la asociación de éstas con las estructuras cinemáticas superficiales.

2. Principales métodos de detección de alineaciones

2.1.1 Azimut de dos puntos (TPA) (Lutz, 1986)

Este método fue desarrollado por Lutz (1986) y es aplicado en problemas de distribución espacial de volcanes por Wadge y Cross (1988). Este método genera medias estadísticas de las orientaciones preferenciales y/o anisotropía en la distribución de centros eruptivos. El método TPA parte de la premisa de que en cualquier distribución aleatoria de puntos en un plano, existe la posibilidad de identificar alineamientos significativos. Este método contempla el conjunto de puntos en su totalidad y evalúa si estos alineamientos son o no aleatorios. Primero se mide el azimut entre un punto y cada uno de los puntos restantes de manera que se generan $n(n-1)/2$ azimut para un total de n puntos (Figura A2.3-A). Los azimut obtenidos se usan para generar un histograma de orientaciones, asignando 18 celdas con un valor de 10° cada una.

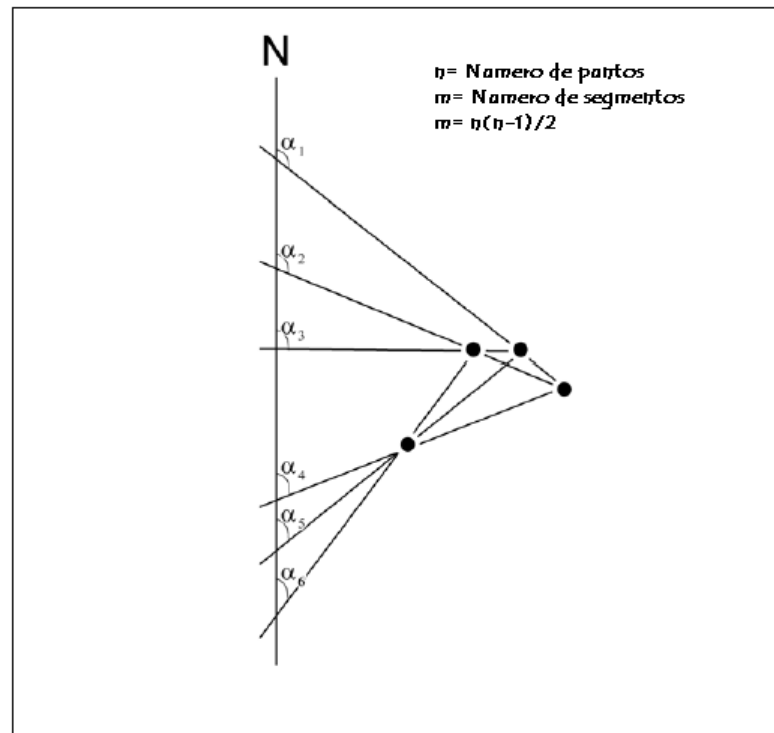


Figura A2.3-A. Algoritmo del método de Azimut de dos puntos (TPA) (Lutz, 1986). Los círculos sólidos representan rasgos puntuales (centros eruptivos), α_1 a α_6 son los azimuts de las rectas que conectan solo dos puntos. (Modificada de Lutz, 1986)

Si la distribución de los puntos es aleatoria, el histograma no presenta una dirección preferencial; en el caso contrario se detecta una dirección preferencial en el histograma (Figura A2.3-B). Es decir, si el campo de puntos está alargado en una dirección en particular es muy posible que varios azimut tengan esa orientación. Por lo tanto en todos los casos, a excepción de un campo circular, se debe realizar una corrección para eliminar el efecto de la envolvente de los puntos. Lutz (1986) demostró que aplicando una simulación Monte Carlo a un conjunto de puntos dentro de un campo de puntos con la misma forma que el original, se corregía este efecto. Cada celda (de 10° de azimut) se trata separadamente y se aplica una corrección igual a la frecuencia media esperada dividida por la frecuencia simulada multiplicada por la frecuencia observada de ese intervalo en particular. Por ejemplo en un campo controlado por un conjunto de fracturas con una orientación noroeste, se obtendrá un histograma donde habrá un máximo de frecuencias para la celda de 040° - 050° . Para determinar si los puntos en la distribución de frecuencia

resultan de los alineamientos significativos, la distribución observada es comparada con la distribución de frecuencias de una simulación Monte Carlo para la cual los puntos son asignados de manera aleatoria en una región con la misma forma que el área real de estudio. Para hacer esta comparación basándose en un modelo de Poisson se necesita que los datos estén distribuidos de manera homogénea, lo cual no siempre se encuentra en casos reales.

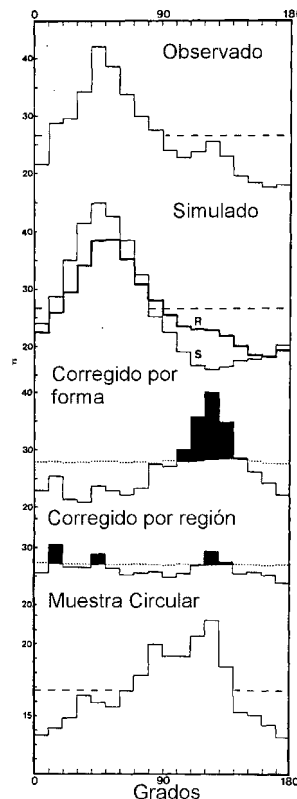


Figura A2.3-B. Histograma de frecuencias de direcciones azimutales para el método TPA. S es la media de 100 simulaciones con diferentes formas de plantilla y R es el histograma que resulta de una simulación con una plantilla regional. Las líneas punteadas muestran las medias de los grupos de datos mientras que las líneas pequeñas en los histogramas corregidos representan intervalos corregidos que no se deben a una distribución aleatoria con un límite de confianza del 95%. (Modificada de Lutz, 1986)

Sin embargo Lutz (1986) sugirió que si los datos estaban distribuidos de manera heterogénea, la región de estudio podía ser dividida en sub-regiones en las cuales los puntos fueran casi homogéneos. En este caso, la región se subdivide en celdas que

conforman una plantilla rectangular. Se asigna entonces a cada celda una densidad de Poisson igual al número de puntos observados divididos por el área de la celda. Al conjunto de celdas de densidad que cubren la región entera, se le conoce como el modelo de densidad para la región. El problema con este procedimiento es que las densidades de las celdas varían dependiendo de la posición de la celda con respecto a los puntos. Es decir que pequeñas variaciones en la posición de la plantilla o en la orientación de la celda pueden llevar a modelos significativamente diferentes. Lutz y Gutmann (1995) presentaron una modificación del método TPA utilizando una herramienta estadística relativamente nueva: la técnica de la densidad de Kernel. La estimación de este parámetro permite el tratamiento de distribuciones heterogéneas de puntos sin introducir una dependencia substancial del tipo de plantilla utilizada para la prueba de significado de las orientaciones preferenciales. Al aplicar la función Kernel a puntos en un plano se logra un suavizamiento de los datos en dos dimensiones. El modelo de densidad está compuesto de valores de densidad en cada celda dentro de una plantilla rectangular que cubre la región muestra. La densidad lineal en cada celda en particular es la suma de las funciones Kernel de todos los datos evaluados en el centro de esa celda. De esta manera la escala utilizada para establecer la plantilla es independiente de la escala utilizada para definir el modelo y el espaciamiento de la plantilla puede ser tan pequeño como lo permitan los recursos de cómputo. Esta mejora del método permite revelar alineaciones a diferentes escalas espaciales y sugiere la localización de las alineaciones así como su orientación.

En resumen, aunque el método TPA permite distinguir entre alineaciones aleatorias de aquellas que efectivamente reflejan el efecto de un mecanismo geológico (i.e., la anisotropía en un campo de esfuerzos), es un método con limitaciones importantes. La primera limitante está relacionada con las características de la salida del programa. Este método sugiere una orientación preferencial que puede ser analizada a partir de histogramas o diagramas de rosas. Sin embargo el método no genera las coordenadas de las alineaciones, de manera que a priori, no se sabe donde empieza y termina una alineación. La falta de esta información dificulta la interpretación geológica de estos diagramas. En segundo lugar, este método no es capaz de diferenciar alineaciones con variaciones

angulares pequeñas, de manera que cuando se tiene un amplio rango de orientaciones, éste puede ser el resultado de mediciones acumulativas de distintas alineaciones con diferencias pequeñas en sus ángulos. Aunque un histograma o diagrama de rosa con intervalos menores (i.e., 2 a 5 grados) podría resolver este inconveniente, esto crearía otros problemas como un decremento en la diferencia de frecuencias ya que el número total estaría dividido en más intervalos. Por último, la dependencia a la forma de la plantilla es quizás la limitante más seria del método TPA. Las alineaciones detectadas están definidas automáticamente por la forma de la malla. Aunque el sesgo debido a este efecto es removido por la simulación Monte Carlo, esta simulación depende básicamente de la frontera delimitada por el usuario, de manera que otro usuario podría obtener un resultado diferente, abriendo la puerta para una infinidad de soluciones.

2.1.2 La transformada Hough (Hough, 1962)

Este método de detección de alineaciones a partir de una nube de puntos, es ampliamente utilizado en el campo de la visión informática para detección de líneas y curvas en imágenes digitalizadas. Wadge y Cross (1988) lo aplicaron al campo volcánico Michoacán-Guanajuato con la finalidad de detectar alineaciones entre los centros eruptivos. Este método involucra una re-graficación de puntos en un plano definido por parámetros que describen la figura geométrica de interés. Para el caso de la detección de una línea recta, es usual emplear una parametrización normal, que usa los parámetros ρ y θ . Para un punto fijo de coordenadas (x,y) θ se define como el ángulo entre una línea recta que pasa por el punto y el eje x, y ρ se define por:

$$\rho = x \cos \theta + y \sin \theta$$

Aunque hay un número infinito de rectas que pasan por el punto (x,y) , éstos se pueden encontrar variando θ y encontrando un valor para ρ . De este modo, cada punto (x, y) genera una curva sinusoidal en un plano (θ, ρ) (Figura A2.4-A). Cada punto (ρ, θ) en la curva sinusoidal representa una línea que contiene al punto fijo (x, y) . Por lo tanto, las curvas en el plano (ρ, θ) generadas a partir de uno o más puntos colineales se intersecan en un punto

común. Los valores de ρ y θ en este punto definen una alineación. En la práctica, las escalas para θ y ρ se cuantifican en intervalos discretos ($\Delta\rho$, $\Delta\theta$) creando un arreglo de celdas que se inicializan a cero y se empieza la transformada. El tamaño de las celdas define la tolerancia de los puntos que son prácticamente colineales y que pertenecen a una línea en común (Figura A2.4-B). Disminuir el tamaño de las celdas permite definir una mayor precisión en las líneas detectadas pero a un mayor costo de tiempo de cómputo.

Wadge y Cross (1988) aplicaron este método en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato y concluyeron que la Transformada Hough es un método determinista más que probabilístico. Estos autores concluyeron que este método simula la capacidad visual humana de unir puntos alineados y casi-alineados. Sin embargo, no existe un algoritmo definido que extraiga las alineaciones del espacio (ρ, θ) .

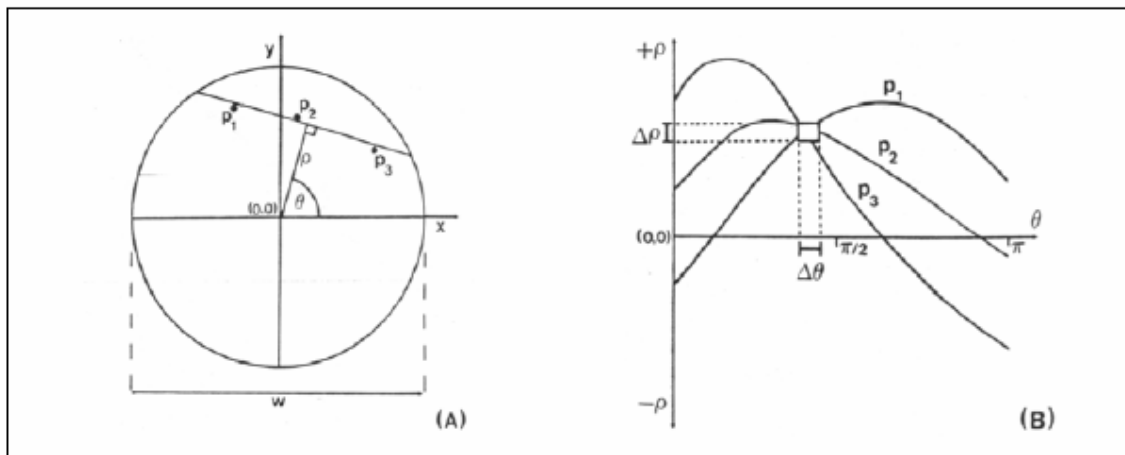


Figura A2.4. El método de la transformada Hough aplicado para tres puntos prácticamente colineales (P1-P3). (A) Plano (x, y) , (B) Curvas correspondientes en el plano (ρ, θ) . (Modificada de Wadge y Cross, 1988)

Por otro lado, la transformación de los datos de entrada en coordenadas cartesianas a los datos de salida en coordenadas polares representa una dificultad adicional en el manejo de los datos resultantes. Quizás la limitante más importante de este método sea que el resultado final es interpretable y por lo tanto, diferentes usuarios pueden “detectar” diferentes alineaciones.

2.1.3 Método azimutal de línea extendida (Zhang y Lutz, 1989)

A diferencia del método de azimut de dos puntos, el método de Zhang y Lutz (1989) utiliza la densidad de los puntos dentro de un grupo de bandas con una orientación definida, considerando que la densidad es directamente proporcional al número de puntos. Además, en este método los autores sugieren que las líneas de las retículas formadas por las estructuras de la corteza, se extienden a través de toda una región sin interrupción. Por lo tanto, este método es más sensible a anisotropías de rangos menores que no hubieran sido detectadas por el método original. En este método se define una región para una población de puntos dada utilizando un polígono como plantilla y dividiendo el área en bandas paralelas. Para poder eliminar las bandas más largas y más cortas, la densidad de puntos se define como:

$$d = n / (L * w)$$

Donde:

n: número de puntos que caen dentro de una banda

L: longitud de la banda

w: ancho de la banda

Después se varía la orientación de las bandas mientras se va guardando en cada paso el registro de la densidad en cada banda. De acuerdo con Zhang y Lutz (1989), la localización de las bandas con densidades anómalas (altas densidades de puntos) indican zonas de control estructural y la coincidencia en orientación de varias bandas con densidades anómalas puede ser un indicativo de la traza de estructuras en la corteza, mismas que suelen formar retículas.

APENDICE 3.

ANALISIS DE SENSIBILIDAD DEL METODO DE DETECCION DE ALINEACIONES “BRANDLE-ANCHOCHA”

3.1 Pruebas de Sensibilidad

Aunque el método Brandle-Ancochea ha sido empleado en la detección de las alineaciones volcánicas previamente (Ancochea y Brandle, 1982; Márquez et al., 1999), en ésta tesis se realizaron algunas pruebas relacionadas con la resolución del método con el fin de comprobar que el método realmente selecciona las rectas asociadas a las anisotropías de distribución de puntos (i.e., alineaciones). La primera de estas pruebas consistió en usar una serie de puntos de número similar a la del caso estudiado, distribuidos de manera aleatoria no uniforme sobre la misma plantilla rectangular (Figura A3.1).

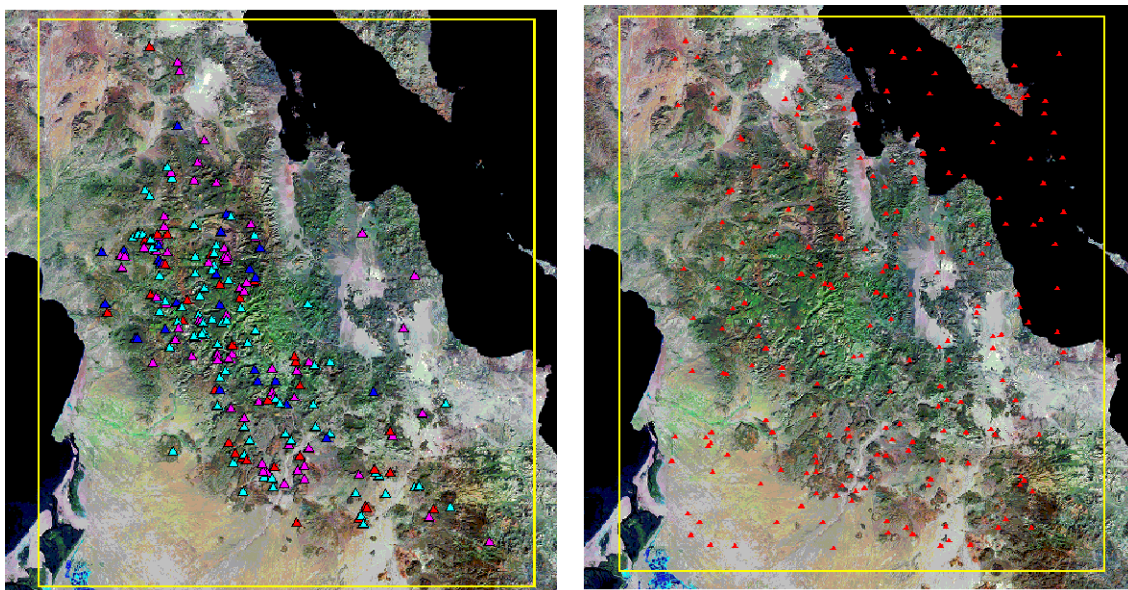


Figura A3.1. A) Localización espacial de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja (datos reales). B) Localización espacial del primer paquete de datos aleatorios distribuidos de manera no uniforme dentro de la malla rectangular.

El algoritmo devolvió el resultado matemáticamente esperado en cuanto a número y direcciones de las rectas. Es decir, aparecieron rectas mayores y con más puntos en las

dos diagonales principales, seguidas por aquellas paralelas al eje vertical del rectángulo y por las rectas paralelas al eje horizontal y así sucesivamente (Figura A3.2). Este mismo comportamiento se encontró al realizar la misma prueba con otros dos paquetes de datos aleatorios (Figuras A3.3 y A3.4). De este modo se comprobó que el método incluye un sesgo impuesto por la forma de la plantilla. Para poder remover este sesgo entonces, el histograma típico de los datos aleatorios es substraído del histograma con los datos reales, produciendo así un histograma corregido (Figura A3.5). Este último histograma, no incluye entonces el efecto del sesgo impuesto por la forma de la plantilla seleccionada. La tercera prueba, más compleja, consistió en tratar un paquete de datos aleatorios y sobreponerle una recta con orientación y número de puntos conocidos (Figura A3.6). En este caso el algoritmo detectó sin problema la recta superpuesta a la población de datos aleatorios, para después mostrar un comportamiento muy similar al de las pruebas anteriores. Por lo tanto, tomando en cuenta los resultados de las pruebas realizadas se concluye que el algoritmo usado en esta tesis es capaz de detectar alineaciones debidas a verdaderas anisotropías en la distribución de los centros eruptivos y no superpone alineaciones debidas al ruido asociado con el efecto de la forma de la plantilla o alineaciones puramente aleatorios sin ningún significado tectónico. El último conjunto de pruebas realizadas a este algoritmo tuvo como objetivo probar la resolución de este método en la detección de alineaciones de acuerdo con el parámetro de número de puntos por recta. Esta prueba consistió en modificar de manera sistemática el parámetro de número de puntos por recta utilizando la misma población de datos. En este caso utilizamos la base de datos reales de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja.

En el método Brandle, el parámetro de “número mínimo de puntos por recta” se refiere al número de puntos (i.e., centros eruptivos) con los que tiene que contar una alineación para ser considerada como válida. Es decir que las alineaciones con un número menor al establecido como parámetro serán eliminadas de la base de datos. Este parámetro en particular tiene un comportamiento contrario al mostrado por el parámetro del ancho de banda. Es decir, al aumentar el número mínimo de puntos por alineación, disminuye el número de alineaciones encontradas. Esta disminución en las alineaciones encontradas es gráficamente evidente en la figura A3.7.

Estas pruebas nos permitieron establecer el criterio que define el número mínimo de puntos por recta necesario para que este algoritmo sea capaz de detectar alineaciones debidas a verdaderas anisotropías en la distribución de los centros eruptivos y no superpone alineaciones debidas al ruido asociado con el efecto de la forma y alineaciones puramente aleatorias sin ningún significado tectónico. El umbral de este parámetro se definió como ≥ 14 puntos por recta para una población de 227 centros eruptivos. Es decir que por encima del 7% del número total de puntos, el algoritmo logra resultados confiables.

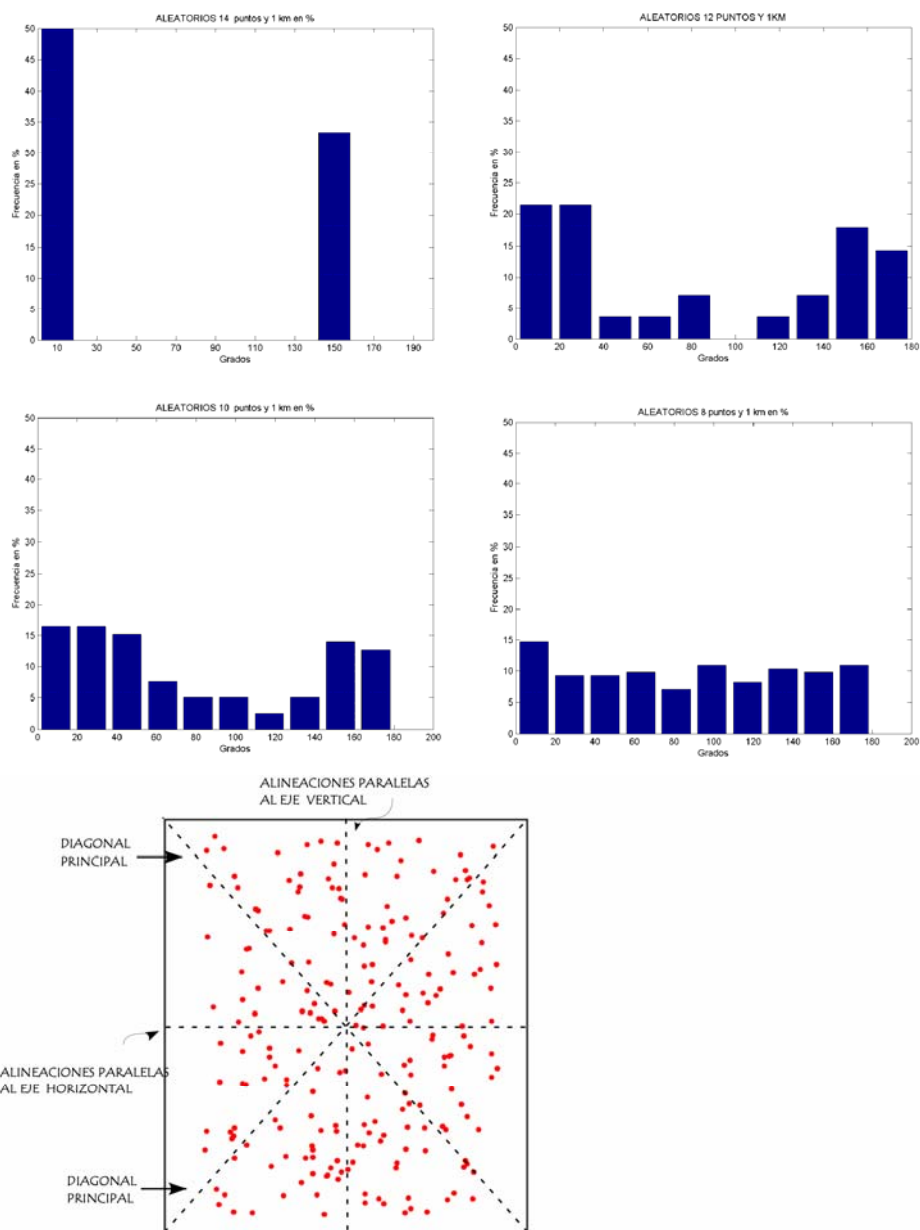


Figura A3.2

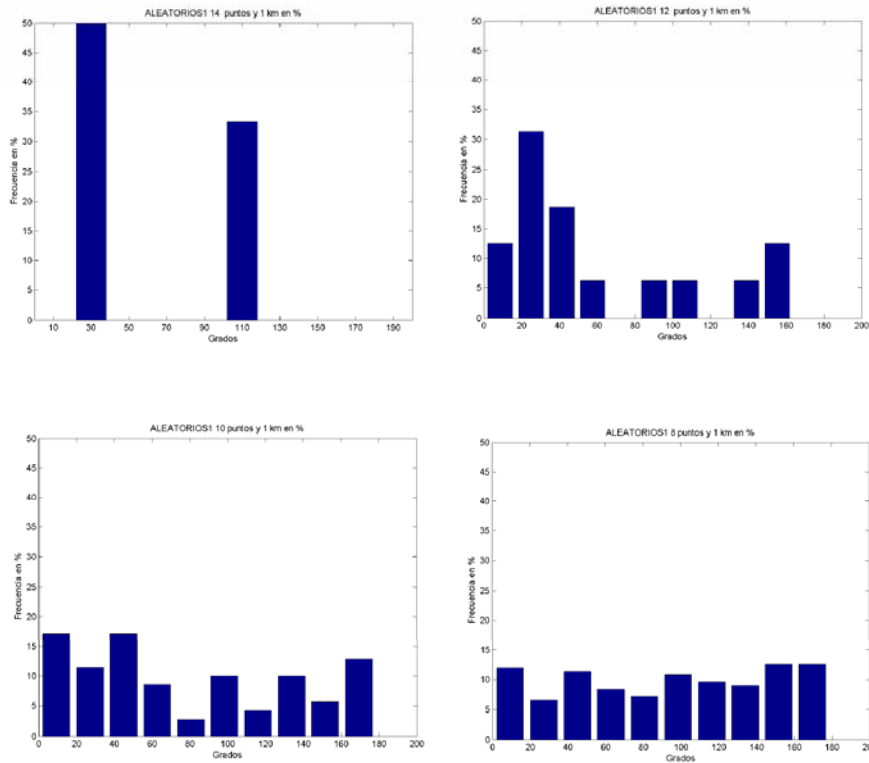
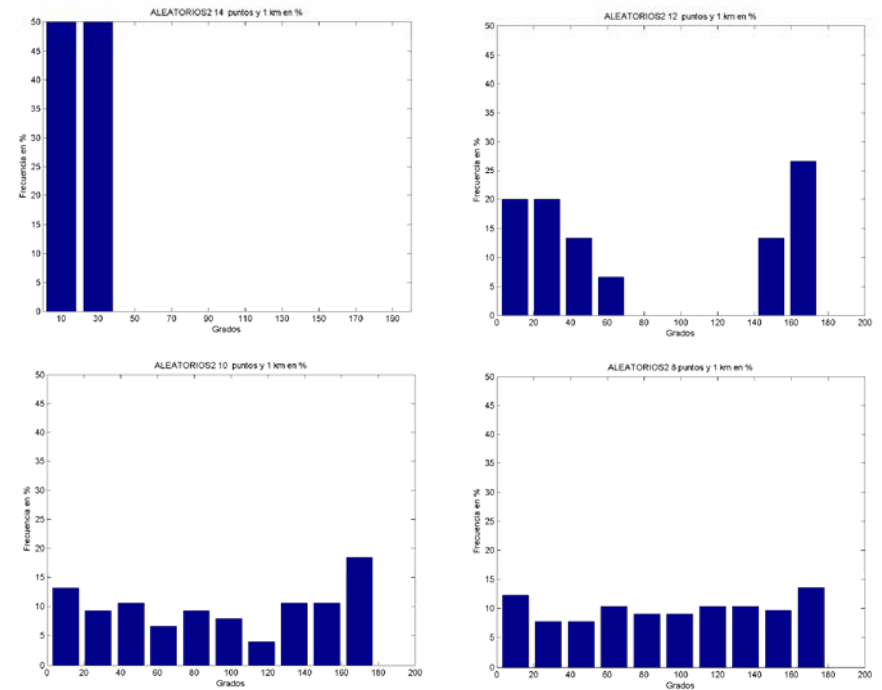
SEGUNDO PAQUETE DE DATOS ALEATORIOSTERCER PAQUETE DE DATOS ALEATORIOS

Figura A3.3 y Figura A3.4. Histogramas generados a partir del segundo y tercer paquetes de datos aleatorios, para 14, 12, 10 y 8 puntos por recta para 1km de ancho de banda. El patrón de detección de alineaciones es consistente con el primer paquete de datos aleatorios.

Figura A3.2 (Pág. Anterior). Histogramas generados para el primer paquete de datos aleatorios para 14, 12, 10 y 8 puntos por recta y 1km de ancho de banda. El algoritmo detecta primero las alineaciones paralelas a las diagonales principales, seguidas por aquellas paralelas al eje vertical del rectángulo, posteriormente encuentra alineaciones paralelas al eje horizontal y así sucesivamente.

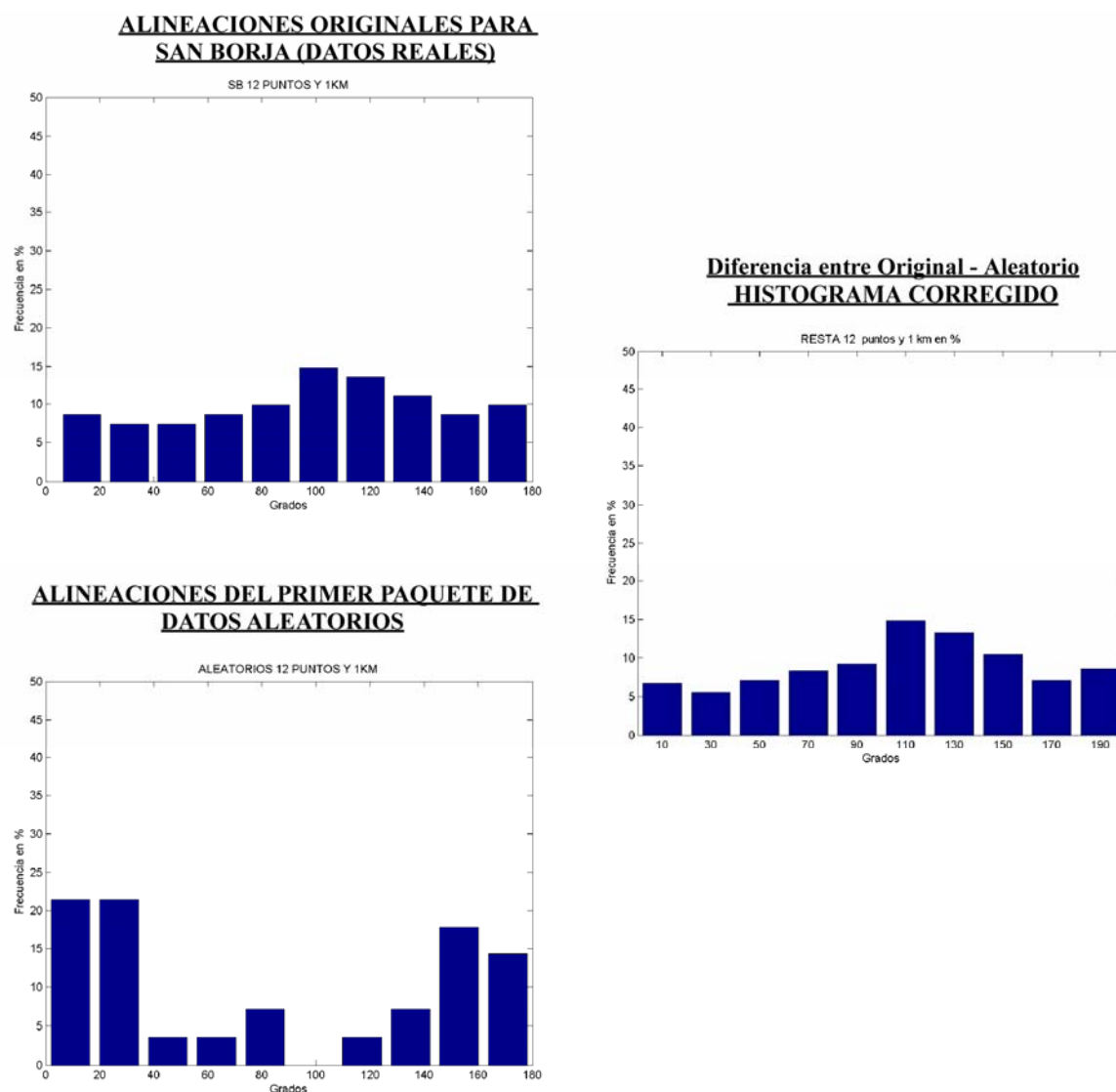
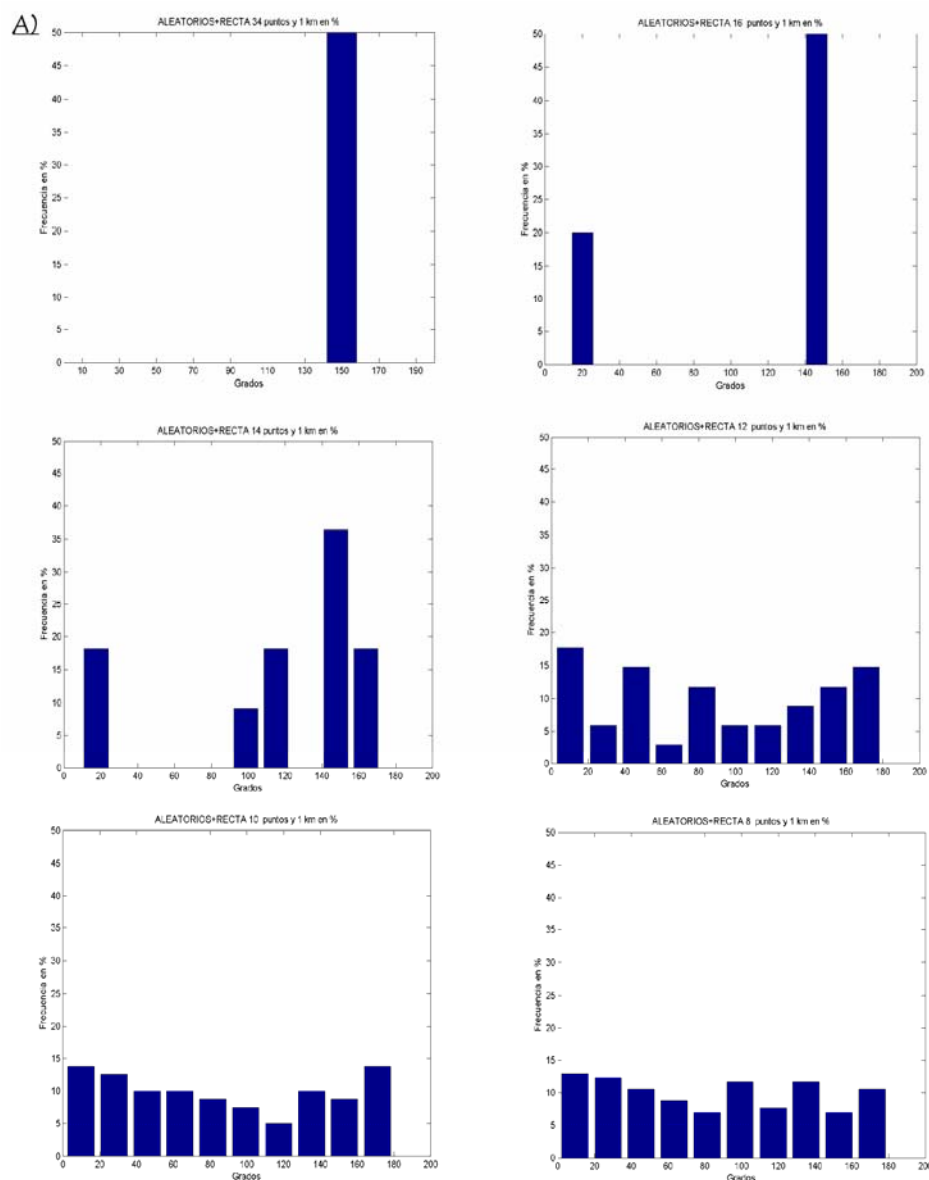


Figura A3.5. Resultados del método Brandle de detección de alineaciones para el campo volcánico San Borja utilizando como parámetros 12 puntos por recta y 1 km de ancho de banda. (A) muestra la distribución de las alineaciones detectadas para la población de centros eruptivos en San Borja (datos reales). (B) distribución de las alineaciones detectadas para el primer paquete de datos aleatorios. (C) La diferencia entre las alineaciones de los datos reales y las alineaciones de los datos aleatorios. Se obtiene un histograma corregido donde se ha eliminado el efecto debido a la forma de la malla seleccionada.



B) DISTRIBUCION DE DATOS ALEATORIOS MAS
UNA RECTA CONOCIDA.

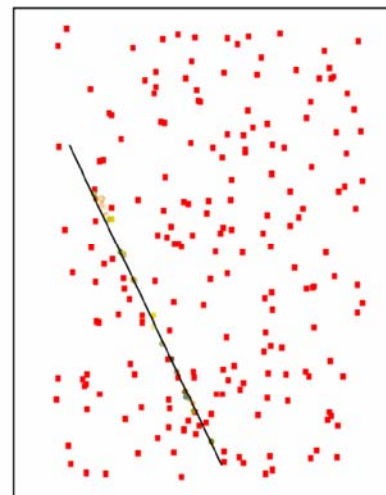


Figura A3.6. Resultados del método Brandle de detección de alineaciones para un paquete de datos aleatorios, al que se sobrepuso una recta conocida. (A) muestra la distribución de las alineaciones detectadas para esta población de datos. (B) distribución espacial de los puntos del paquete de datos aleatorios y la recta superpuesta.

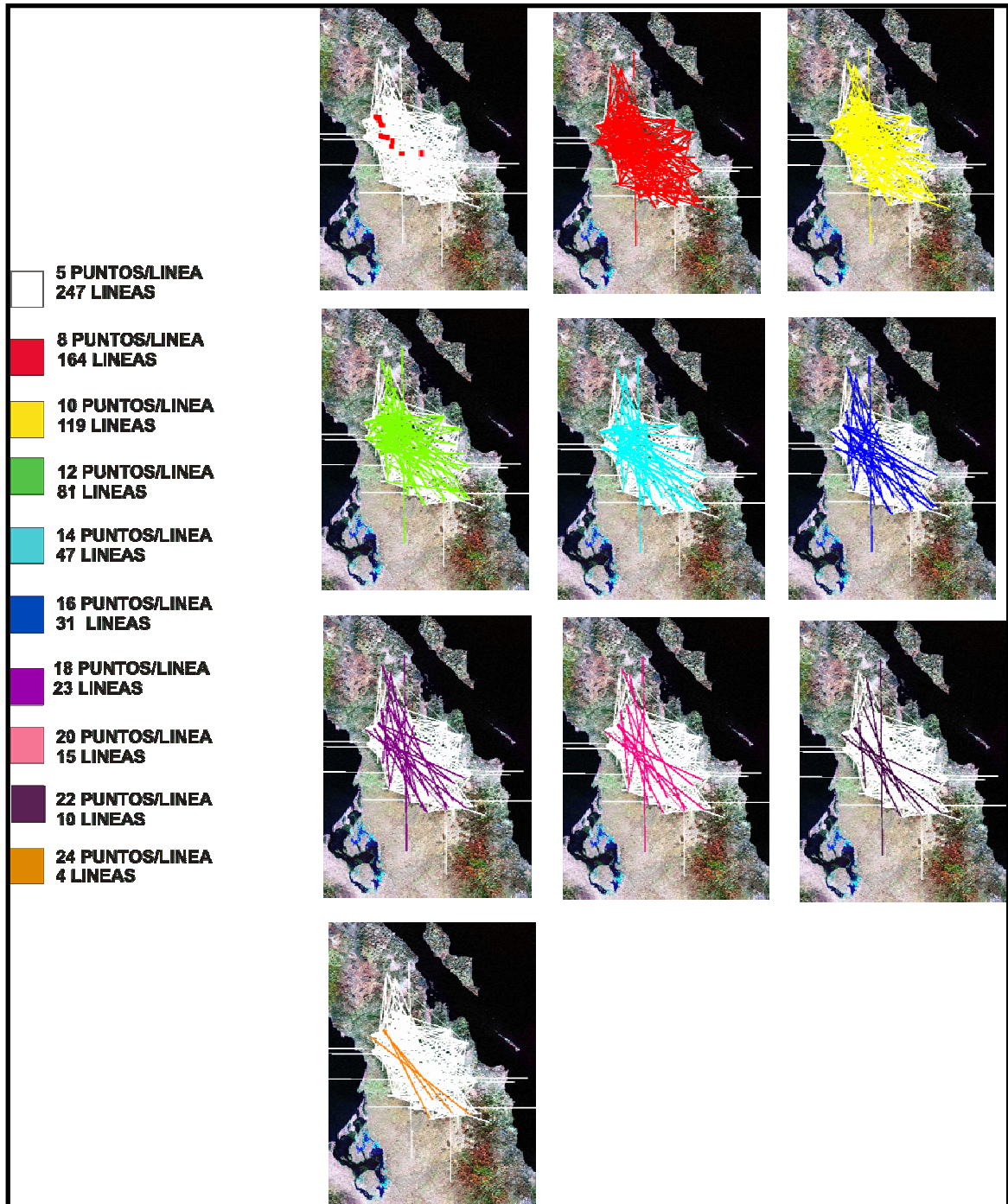


Figura A3.7. Variación del parámetro de “número mínimo de puntos por recta” usando la base de datos reales de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja. Al aumentar el número mínimo de puntos por alineación, disminuye el número de alineaciones encontradas. (i.e., Para 5 puntos por recta, el algoritmo encuentra 247 alineaciones, de las cuales solo un mínimo porcentaje representan verdaderas anisotropías en la orientación de los centros eruptivos).

3.2 Parámetros importantes del Método Brandle-Ancochea.

Uno de los principales problemas en la aplicación de los diversos métodos al estudio de alineaciones de centros volcánicos es la determinación del ancho de banda a utilizar. Para el caso de esta tesis, la población de volcanes del campo volcánico de San Borja tiene características morfológicas bien determinadas, es decir que mas del 90% de la población del campo volcánico son conos cineríticos con tamaños de diámetro basal que varían entre los 100 y 800 m. Por estas razones, en este trabajo se consideró que el ancho de banda más representativo es de 1000 m, considerando que el diámetro basal promedio de los centros eruptivos del campo volcánico estudiado es igual a $415 \text{ m} \pm 1\sigma$ (figura A3.8)

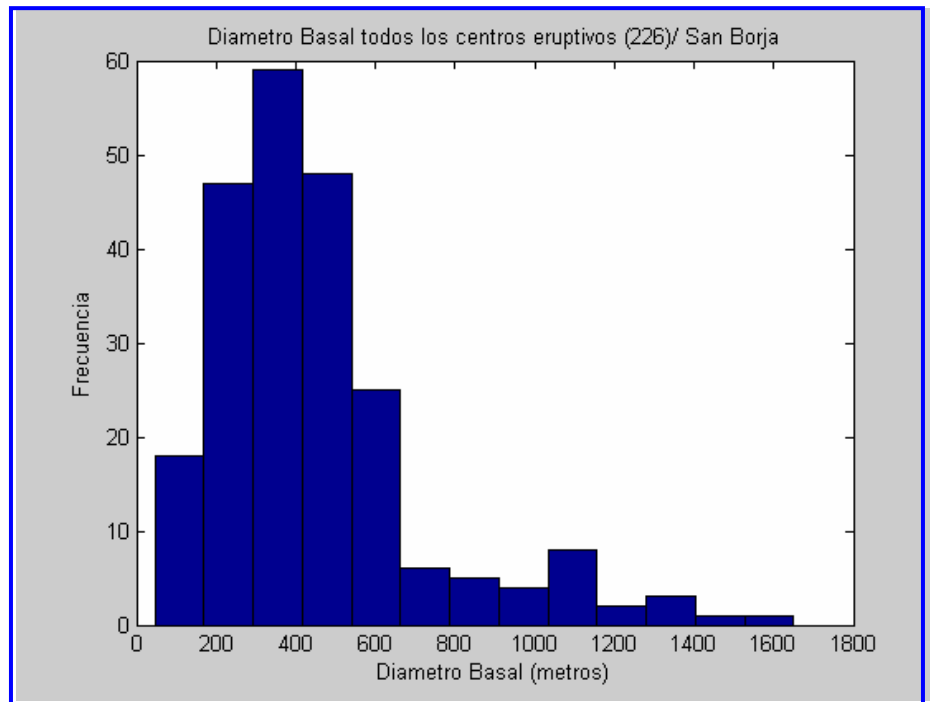


Figura A3.8. Histograma donde se muestra la distribución del diámetro basal de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja

Otros parámetros del método como el incremento en el ángulo de barrido (1°), y el avance entre rectas (250 m), se seleccionaron en función del tamaño de los centros eruptivos, la densidad y la proximidad entre los mismos. Por otro lado, las variaciones en el número de

puntos por recta se harán tomando en cuenta el criterio de máxima resolución del 7% del número total de puntos, explicado anteriormente.

APENDICE 4.

TELEDETECCIÓN: TÉCNICAS DE PERCPECIÓN REMOTA, PROCESAMIENTO DE IMAGNES DE SATELITE Y SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRAFICA

1. Teledetección

1.1 Principios Físicos

La teledetección puede definirse como la técnica de obtención de imágenes de la superficie de la tierra mediante sensores remotos instalados en satélites o aviones. Está basada en la interacción de la energía electromagnética entre la superficie planetaria observada y el sensor. Esta energía puede ser reflejada o emitida por la superficie, y hacerlo en cualquier longitud de onda del espectro electromagnético. Por ello un sistema de teledetección consta de los siguientes elementos (Chuvieco, 1996):

1. Una fuente de energía que es detectada por el sensor. Puede tratarse de un foco externo a este (teledetección pasiva) o energía emitida por el propio sensor (teledetección activa).
2. La superficie que recibe la señal energética de (1) y la emite o refleja según sus características físicas y químicas.
3. El sensor instalado en un satélite que capta la respuesta emitida por la superficie y la envía al sistema de recepción.
4. Un sistema de recepción en tierra de los datos del sensor instalado.
5. Un sistema de interpretación que convierte la señal del sensor en información temática.

El sensor explora la superficie adquiriendo a intervalos regulares, información sobre la energía que proviene de cada parcela que analiza en cada instante. Cada una de estas parcelas, que constituyen la unidad mínima de información de la imagen, se denomina PIXEL (Picture element). El valor numérico obtenido por el sensor de cada píxel se denomina nivel digital (ND). En las zonas visible e infrarroja del espectro, el ND está relacionado con la energía radiada en una dirección por unidad de área y ángulo sólido de medida (“radiancia”). (Chuvieco, 1996; Márquez, 2002). Las imágenes se generan por la conversión de estos niveles digitales en tonos de grises o colores mediante programas

informáticos. Estas imágenes son de carácter diferente a una fotografía ya que consisten de una matriz numérica de datos de tres dimensiones. La respuesta energética de la superficie en cada píxel y en cada porción del espectro es transformada en información numérica que se almacena en formato digital formando archivos informáticos. Esto permite la manipulación mediante programas informáticos, haciendo posibles todas las operaciones de corrección y realce de los datos que se explican más adelante. Dependiendo de los materiales que se quieran estudiar se utilizan determinadas longitudes de onda o sectores del espectro electromagnético. Cada zona del espectro donde el sensor recoge información se conoce como banda de la imagen. Las zonas del espectro más utilizadas en teledetección son: visible, infrarrojo y microondas. El espectro visible corresponde con la luz captada por el sistema visual humano. Se puede dividir en tres bandas o colores primarios: azul (de 0.4 a 0.5 μm de longitud de onda), verde (de 0.5 a 0.6 μm), y rojo de (0.6 a 0.7 μm). A su vez el infrarrojo suele subdividirse en infrarrojo reflejado, (radiación solar reflejada por la superficie de la tierra: 0.7 a 8 μm), e infrarrojo lejano o térmica (radiación emitida por la superficie terrestre: 8-14 μm). Los objetos de la superficie terrestre reflejan o emiten la energía solar en diferentes longitudes de onda, tanto en la porción visible como infrarroja del espectro. Por ello ambas porciones del espectro se suelen tratar de forma conjunta. Cada tipo de material absorbe y refleja una parte distinta del espectro, dando una firma espectral propia utilizada en teledetección para distinguir e identificar los materiales. Por encima de 8 μm (infrarrojo térmico) el espectro de energía de la superficie terrestre es debido a la radiación emitida por los materiales. La superficie terrestre está muy por encima de 0 °K, por lo que emite radiación tanto de día como de noche.

1.2 Sensores utilizados

Los sensores utilizados en este estudio trabajan en el visible-infrarrojo. El trabajo principal se ha realizado con imágenes de satélite Landsat. Este satélite está equipado con dos sensores diferentes: el MSS (MultiSpectral Scanner) y el TM (Thematic Mapper). El sensor MSS obtiene información en 4 bandas del espectro (del verde al infrarrojo) con una resolución espacial (tamaño de píxel) de 80 metros. El TM posee 7 bandas (del azul al infrarrojo termica) con una resolución espacial de 30 metros en las 6 bandas del visible

e infrarrojo reflejado, y 120 m en la banda del infrarrojo térmico. Ambos sensores cubren un área aproximada de 185 x 185 km. Cada escena de Landsat TM tiene por tanto 5949 líneas por 6320 columnas, es decir 3.7×10^7 píxeles en cada banda. Como los datos recogidos se cuantifican en 256 posibles niveles digitales, se tendrá un byte (8 bits) de información en cada píxel. De manera que una escena Landsat TM completa tiene un tamaño aproximado de 300 Mbytes. Las resoluciones espaciales de estos sensores permiten (tras el proceso de corrección geométrica) obtener imágenes escala 1:250 000 para el MSS y 1:75 000 para el TM. La resolución y la capacidad de obtener información en diversas zonas del espectro y a la gran área que abarcan al mismo tiempo, hace de estas fotos de satélite herramientas especialmente útiles para trabajos de geología regional como este. Las imágenes que se emplearon para este estudio fueron un par de “escenas” o “pases” Landsat TM de la zona central de Baja California (i.e., TM renglón 37, pase 40 –TM37-40, TM38-40, TM38-39. (Figura A4.1).

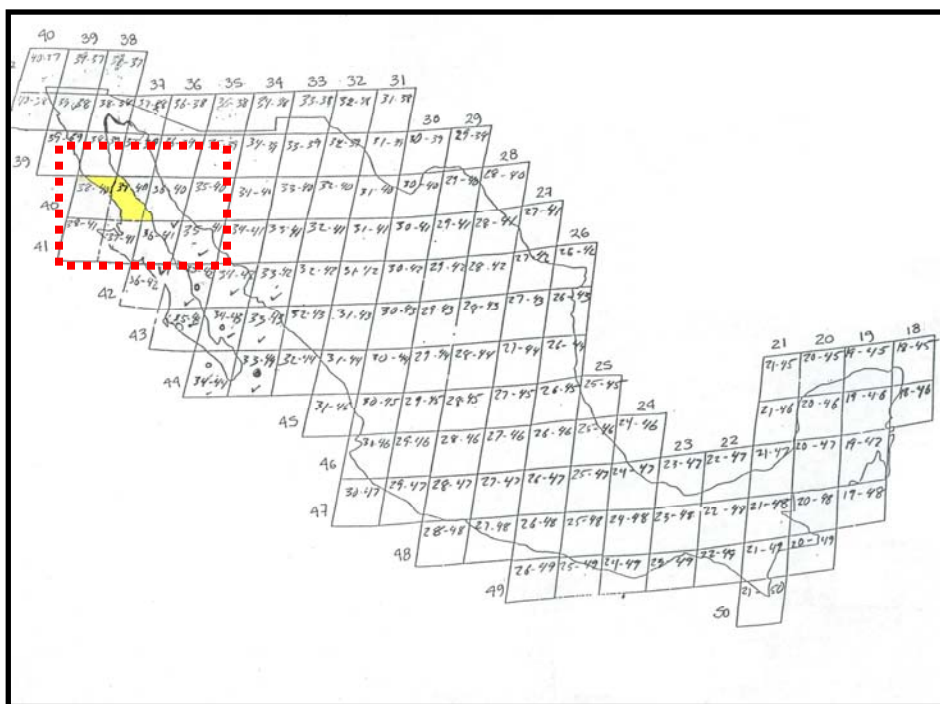


Figura A4.1. Cuadrícula de los pases de la cobertura Landsat TM (World Referente System). El área cubierta por el sensor TM en cada paso es de 185 x 185 km. La rejilla se divide en renglones y columnas, la zona del campo volcánico de San Borja corresponde al renglón 37 pase 40: TM_37-40.

Para pasar de la información digital que proporciona el satélite a una imagen orientada y corregida y obtener la máxima información temática, es necesario realizar una serie de correcciones y realces que pueden incluir mejoras de visualización y contraste, correcciones radiométricas, mejoras espectrales, espaciales y correcciones geométricas.

2. Procesado de imágenes de satélite

2.1 Combinación de bandas, visualización y mejoras de contraste.

Las mejoras del contraste son aquellas técnicas que analizan los valores individuales de los píxeles y su relación con las estadísticas del conjunto de la imagen. En ellas no se modifican los valores de *Nivel Digital (ND)* de la imagen, sino su *Nivel Visual (NV)*. En imágenes de satélite con más de tres canales espectrales, como es el caso del sensor TM, se pueden realizar combinaciones asignando los diferentes canales a los colores primarios rojo, verde y azul, generando imágenes en color natural y falso color (Figura A4.2).

Cada píxel tendrá así un valor de su nivel visual y un tono distinto en la banda que se visualiza en rojo, otro en azul y otro en verde. La combinación de esos tonos dará el color del píxel. Para poder asignar un sentido físico a estos colores, se debe conocer las características espectrales de cada una de las bandas que se visualiza y en que canon de color se hace. Por ejemplo, cuando se visualiza la banda 3 del sensor Landsat TM en el rojo, la banda 2 en el verde y la 1 en el azul, la imagen tendrá unos colores muy similares a los que ve el ojo humano en esa superficie. Esto se debe a que la banda 3 del sensor TM recoge la radiancia en la longitud de onda de la luz roja, la 2 en la verde y la 1 en el azul. Por el contrario, si se visualizan las bandas 4, 3, 2 en RGB, la vegetación sana tendrá tonos principalmente rojos. La elección de la combinación de bandas que se utilicen para visualizar una imagen dependerá de las longitudes de onda que capte cada banda del sensor y de las características espectrales de la cubierta que se desee estudiar (Figura A4.3).

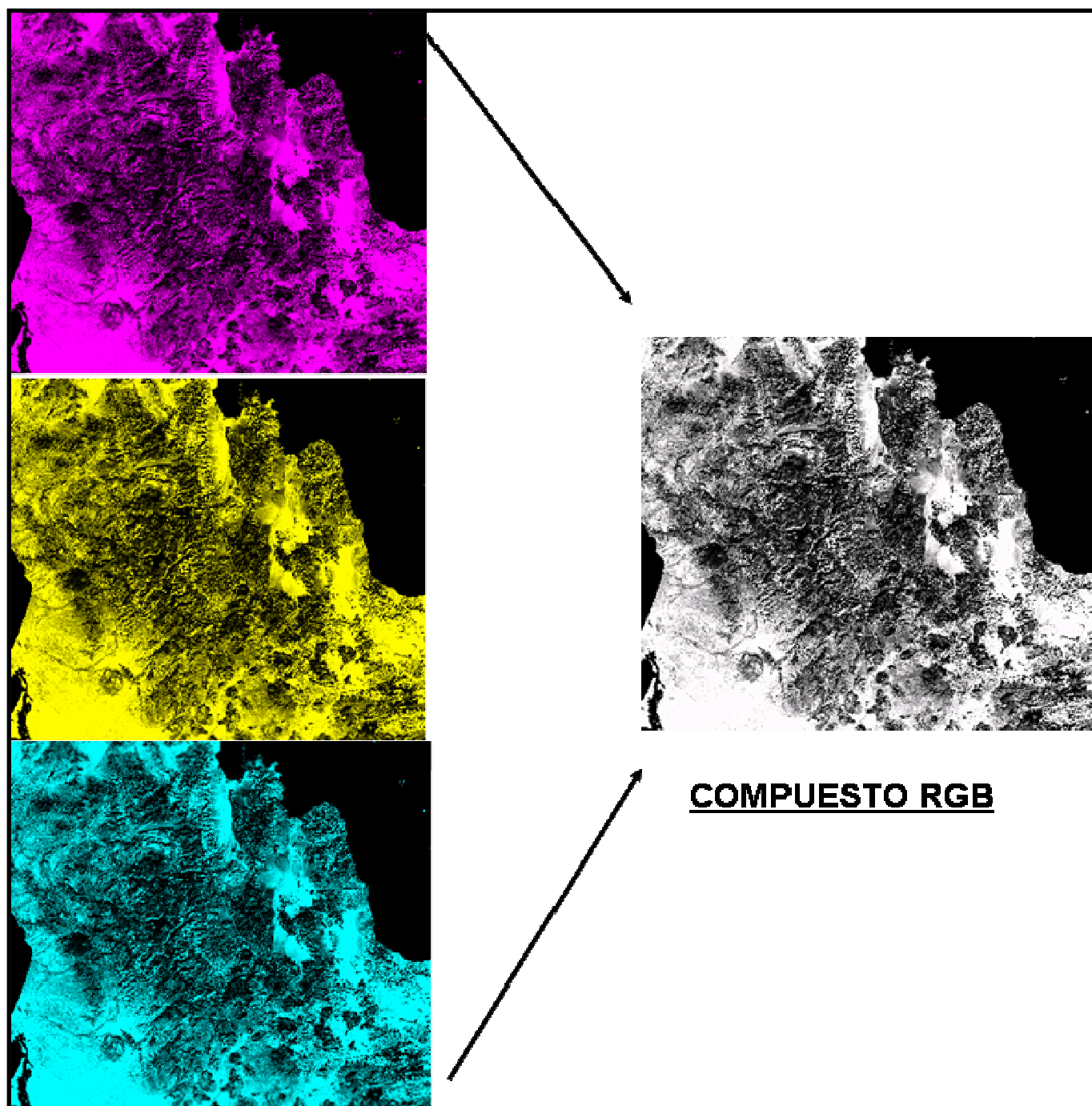


Figura A4.2 Compuesto RGB (red, green blue) del fragmento de una fotografía de satélite Landsat TM. La combinación de estos tonos da el color del píxel. Para darle un sentido físico a estos colores es necesario hacer una combinación de bandas espectrales y así resaltar los rasgos de la fotografía de satélite que se busquen.

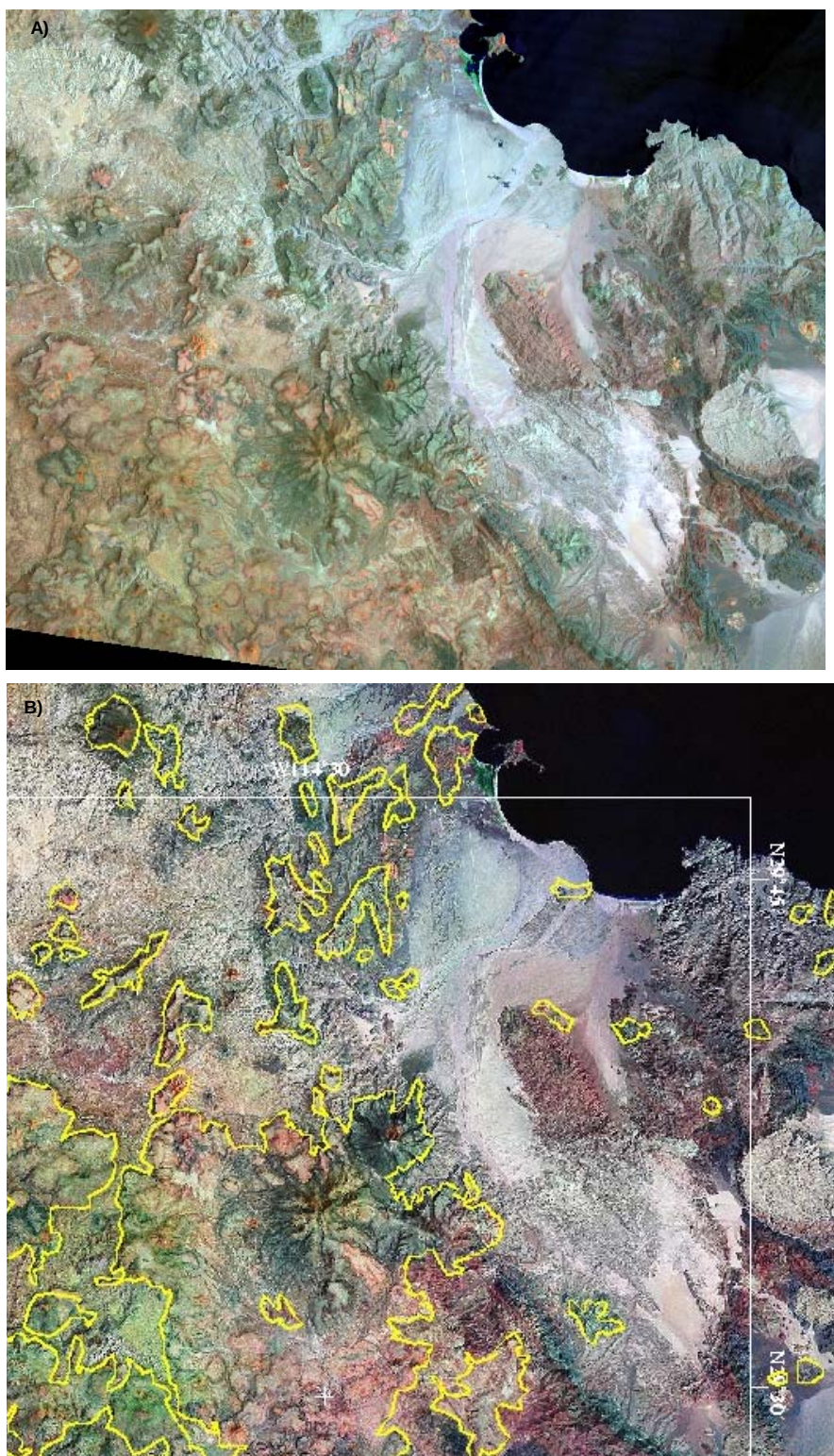


Figura A4.3 Imágenes en falso color con los rasgos litológicos de la zona Norte del campo volcánico de Jaraguay comprendida entre Puertecitos y límite sur de Bahía de San Luís Gonzaga. a) TM751 y b) TM742. El análisis de estas dos combinaciones muestra que la primera combinación resalta mejor el contraste entre litologías para una época de sequía, mientras que la segunda combinación es más adecuada cuando el pase de satélite se realiza en época de lluvias cuando la vegetación es más abundante.

La mayoría de las imágenes en color presentadas en este trabajo están formadas por combinaciones RGB de las bandas 742 o 741 de Landsat TM. La combinación TM_742 es la más informativa para el análisis litológico ya que presenta unos colores muy similares a los reales, con la vegetación en verde y el agua en azul o negro. Con estos compuestos se pueden delinear los contornos de los centros eruptivos así como las zonas cubiertas por rocas volcánicas de manera que puedan diferenciarse con zonas de otras litologías (Figura 3.4). El compuesto TM741 tiene resultados semejantes al compuesto TM742 con la diferencia de que el ultimo el efecto atmosférico es atenuado por la banda 2, especialmente en presencia de bruma o aerosoles. La combinación TM742 presenta buenos contrastes entre las unidades litológicas además las expone en tonalidades que favorecen la fotointerpretación de una zona árida donde predominan los tintes amarillos verde y ocre (Figura A4.4) a diferencia de la combinación TM 751 con tonalidades lila, café y verde que son más artificiales. Se ha buscado con estas combinaciones resaltar los atributos de la fotografía de satélite de acuerdo con las características particulares de cada escena de Landsat TM.

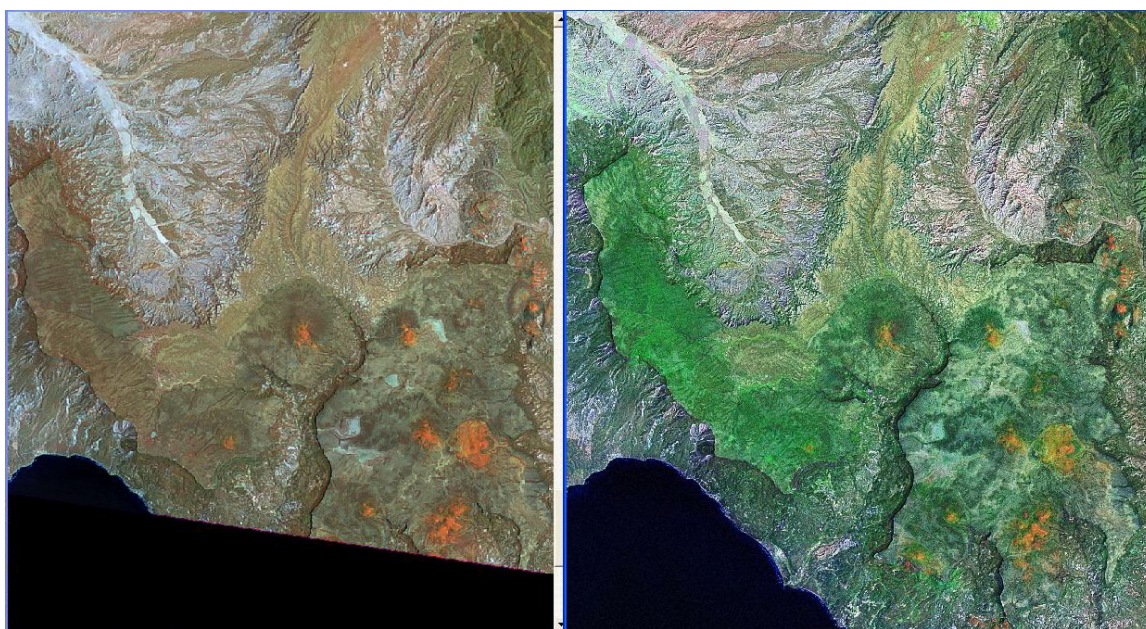


Figura A4.4. Imágenes en falso color del límite nor.-oeste del campo volcánico de San Borja. La combinación TM742 (derecha) es la más informativa para el análisis litológico ya que presenta unos colores muy similares a los reales, con la vegetación en verde y el agua en azul o negro a combinación, la combinación TM 751 (izquierda) con tonalidades lila, café y poco verde es más adecuada para una época de mayor aridez.

2.2 Técnicas de contraste

Una herramienta muy importante en las técnicas de contraste es el histograma de frecuencias de la imagen. En el se representa no sólo la frecuencia en la que aparecen los valores de ND en cada banda de la imagen, sino que también se puede representar la función que relaciona ND y NV. El proceso más habitual de contraste es la manipulación del histograma que aumenta o disminuye el contraste en función de la relación entre ND y NV que puede ser lineal o no lineal (Figura A4.5).

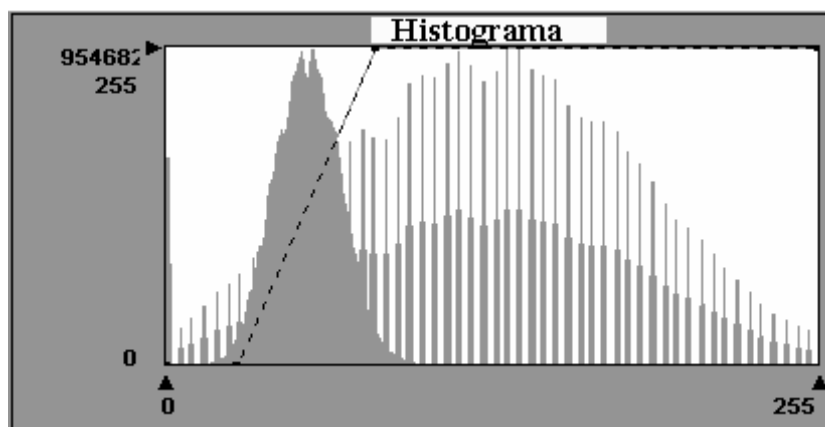


Figura A4.5 Histograma de frecuencias de una imagen mostrando en sólido el histograma original (ND) y en trazos el histograma de los NV. La línea de trazos representa la función de relación utilizada para el contraste de la imagen. (Modificada de Márquez, 2002)

2.3 Mejoras espectrales

Las mejoras espectrales se basan en el contenido interbanda de las imágenes, es decir, en la relación de los valores que tienen un píxel en las diferentes bandas de la imagen. Con ellas se busca no sólo mejorar los contraste entre distintas cubiertas para facilitar su separación, sino también la compresión de la información, e incluso la generación de información temática y la identificación de materiales. Una de las técnicas más utilizadas es el análisis de Componentes Principales que es una en procesado de imágenes digitales partiendo de una premisa simple: las diferentes bandas que contiene una imagen están correlacionadas. Las bandas de la nueva imagen obtenidas por este proceso no serán no-correlacionadas e independientes entre si. Esta técnica permite además mejorar el

contraste de la imagen original, si se realiza la transformación de componentes principales, se contrastan las nuevas bandas y se hace después la transformación inversa para volver a las bandas originales. Esta operación conocida como “decorrelation stretch” genera imágenes de colores similares a los de la imagen original y por tanto interpretables físicamente, lo que no es posible en los compuestos coloreados por Componentes Principales. Los tonos ocres y pastel que ofrecen muchas cubiertas en su visualización normal debido a la correlación de las bandas se transforman en colores vivos facilitando el análisis visual.

2.4 Corrección geométrica (Georeferenciación)

El paso final en este pre-procesamiento o tratamiento de las imágenes es la corrección geométrica. Con ella se busca proyectar la imagen en un sistema de coordenadas cartográfico y generar un mapa. Para conseguirlo hay que corregir los diversos errores geométricos que poseen las imágenes de satélite y cuyo origen está en:

- Variación de la altitud, posición o velocidad del satélite
- Distorsiones panorámicas provocadas por el propio sistema de barrido (los píxeles laterales corresponden a una superficie mayor de terreno que los píxeles centrales).
- Movimiento de rotación de la tierra y curvatura de la misma
- Superficie irregular

La georeferenciación o corrección geométrica soluciona estos problemas construyendo una nueva imagen proyectada en un sistema de coordenadas cartográfico a partir de la original. Existen dos métodos: el de corrección orbital y el de puntos de control. En este trabajo se realizó el método de “puntos de control”. Aquí se modela el error geométrico a partir de una serie de puntos de coordenadas conocidas y reconocibles en la imagen. Posteriormente se genera una función que relaciona coordenadas de una imagen con coordenadas de un mapa para cada píxel de la imagen. Esto se hace mediante la generación de un polinomio que realice las transformaciones entre coordenadas de imagen y coordenadas de mapa. La introducción del elemento z (altura) en el polinomio

de transformación implica que se debe conocer la altura de cada uno de los puntos del terreno que está reflejado en un píxel de la imagen. Esto se hace mediante el uso de un Modelo de Elevación Digital (DEM) de la zona. El proceso de corrección geométrica que se elimina así de la distorsión producida por el terreno se conoce como ortorectificación. Una ortoimagen es entonces una imagen proyectada a un sistema cartográfico de coordenadas en la cual se ha eliminado también la distorsión producida por la topografía. El proceso de corrección geométrica y generación de una nueva imagen proyectada cartográficamente es imprescindible para poder integrar los resultados que se obtienen del análisis visual de las imágenes de un Sistema de Información Geográfica y poder así comparar espacialmente información obtenida de diversas fuentes. Esto se debe a que después de aplicar el proceso de georeferenciación varía la geometría de la imagen además de adquirir coordenadas geográficas y escala. En este trabajo se realizó la georeferenciación de las imágenes Landsat TM que conformaron el mosaico que cubre la zona de estudio usando la corrección geométrica por puntos de control. Para el campo volcánico de San Borja, las escenas TM utilizadas se rectificaron a proyección UTM (Transversal-Mercator, Datum: WGS84, Zona 12) para permitir la comparación inmediata de los resultados que se obtenían en el análisis visual con los mapas publicados de la zona con la misma proyección. Así pudimos integrar estas imágenes rectificadas al Sistema de Información Geográfica. Una de las principales ventajas de la proyección UTM es que sus unidades son metros, lo que permite medir distancias y superficies sobre las imágenes con facilidad.

Los procesos de mejora de contraste explicados en esta sección, facilitaron el análisis visual y la identificación de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja. Como veremos en las siguientes secciones, el uso combinado de los mapas topográficos escala 1:50 000 de INEGI, los modelos de elevación digitales y las imágenes de satélite, hizo posible la compilación del catálogo de aparatos volcánicos de este campo volcánico.

3. Modelos digitales de elevación (DEM)

Los modelos digitales de elevaciones (DEM, por sus siglas en Inglés) son un tipo esencial del modelo digital del terreno. Estos DEM consisten en una estructura numérica regular de datos que representa la distribución espacial de la altitud de la superficie del terreno. Es decir, en un modelo de elevación tenemos que la altura es una variable continua asociada a una coordenadas x e y , expresadas en un sistema de proyección geográfica que permite una referenciación espacial precisa. Un DEM posee la misma estructura de matriz de datos que una imagen digital, pero su valor de píxel corresponde a la altura del terreno en ese punto.

El primer paso en la generación de un DEM es la captación de los datos de altitud. Existen varios métodos de captación que se pueden dividir en directos e indirectos:

- Métodos Directos: GPS y estaciones topográficas y altímetros que suelen ser aerotransportados (i.e., por un satélite o por un transbordador espacial)
- Métodos Indirectos: Restitución fotogramétrica de imágenes o fotos aéreas y digitalización de mapas topográficos.

Para generar el DEM utilizado en esta tesis se utilizaron los datos provenientes de la base de datos creada por la Misión de topografía de radar en transbordador espacial “**SRTM**” (Shuttle Radar Topography Mission). Esta es la compilación de datos de elevación a escala global que conforma una de las bases de datos de datos topográficos digitales de alta resolución más completas. El SRTM es un sistema de radar especialmente modificado que fue transportado a bordo del transbordador espacial Endeavour durante su misión de 11 días en febrero del 2000. Los datos SRTM están disponibles en formatos “terminados” DTED y SRTM raster en su página web <http://srtm.usgs.gov/>. Para el Modelo de Elevación generado para este trabajo, los datos SRTM en formato raster fueron complementados con los datos en formato digital de INEGI de un sistema denominado Geomodelos de Elevación (GEMA). Estos DEM fueron elaborados con la cobertura y escala adecuadas para un objetivo específico como producto de trabajos de restitución digital. El INEGI ofrece DEM basados en cartografía escala 1:250 000, que cubren el territorio nacional, además de modelos con base en escala 1:50 000 de numerosas zonas (Figura A4.6). El uso de un DEM para representar la topografía en

forma de contornos de igual valor de altura implica un cambio en la forma de interpretar los contornos. En primer término, si los distintos modelos proporcionados por el INEGI tienen su base en las representaciones cartográficas 1:50000 y 1:250 000, el despliegue digital permite imprimir la información en escalas arbitrarias. Sin embargo, los modelos de distinta escala son altamente congruentes, de modo que los de menor escala (1:250 000) dan una visión suavizada de los contornos que se producen con los modelos más detallados (1:50 000).

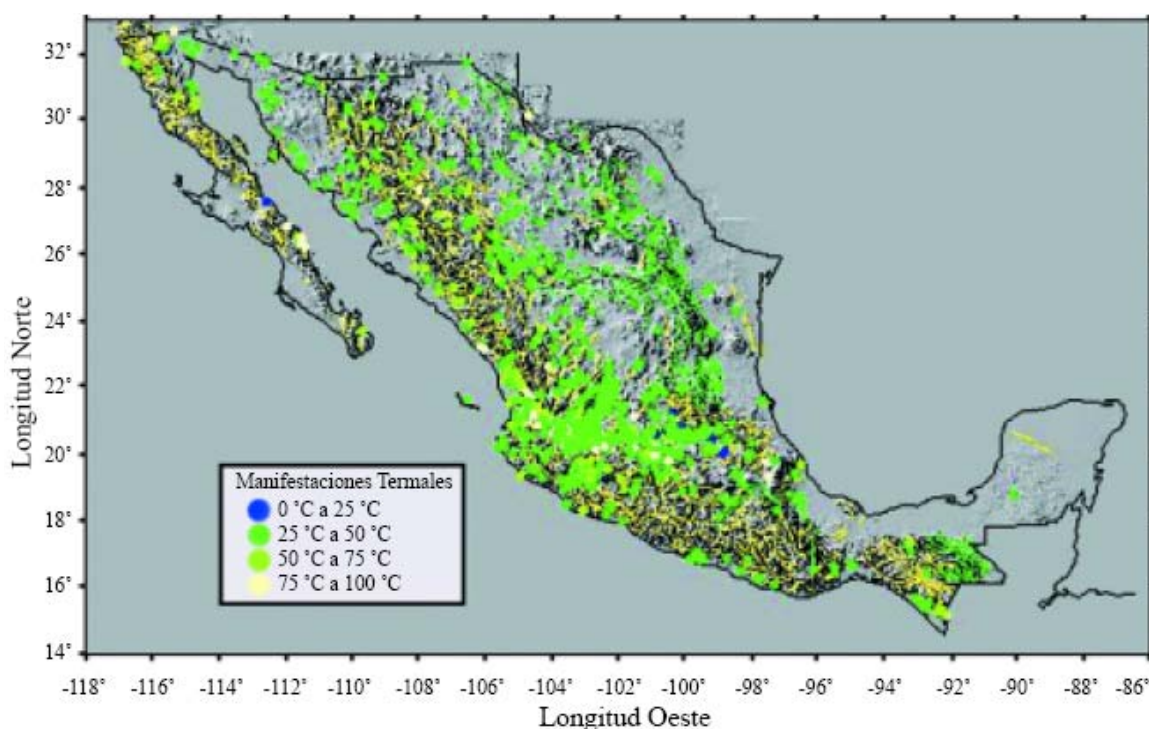


Figura A4.6. Lineamientos estructurales basados en un mosaico nacional de un DEM con datos del sistema GEMA (1:250 000) del INEGI. Los rasgos en amarillo muestran lineamientos que afectan zonas con cubierta superficial de rocas ígneas, en tanto que con verde se representan aquéllas en zonas sedimentarias; los círculos indican los manantiales termales más importantes.

En algunos usos geológicos es importante una alta resolución a lo largo de las líneas de contornos (por ejemplo, para el trazo de contactos litológicos precisos), sin embargo para los propósitos de este trabajo la resolución de los DEM es la mejor fuente de información. Por otro lado, los modelos digitales de elevación no están exentos de errores. Se han detectado tanto en el valor topográfico de una celda o un grupo de ellas dentro de un mismo modelo, como en la congruencia espacial de modelos contiguos. Sin

embargo, para los usos prácticos que se le ha dado en este trabajo, en ningún caso han sido importantes. Para la elaboración del mosaico que da cobertura al área de estudio, resultó muy práctico el uso combinado de modelos digitales como los del sistema GEMA con los datos de elevación proporcionados por el SRTM. El Modelo de Elevación que fue utilizado en este trabajo fue proyectado de coordenadas geodésicas (GEMA) a coordenadas UTM (SRTM) y así fue integrado al Sistema de Información Geográfica para su análisis posterior. El disponer de los valores de altura nos dio la libertad de aplicar una exageración vertical a voluntad permitiendo resaltar el relieve, lo que ayudó a estudiar diferencias topográficas más sutiles, es decir, los pequeños cambios verticales entre las celdas de resolución espacial del modelo. Un procedimiento como éste resulta imposible con las imágenes de satélite basadas en el registro de señales electromagnéticas. Cambiar la dirección y el ángulo vertical de la fuente luminosa resulta inaplicable a los datos de satélite, ya que ésta se encuentra predeterminada. El cambio no sólo permite tratar de identificar los principales rasgos morfológicos de los centros eruptivos (i.e., altura y diámetro basal), usando la iluminación idónea de acuerdo con su orientación, sino que alcanza mayor grado de confianza para identificar el rasgo si su observación es clara en un mayor número de condiciones, lo cual disminuye un poco la subjetividad de la fotointerpretación. Con el modelo de elevación utilizado en este trabajo se han generado las vistas 3D de algunas zonas con y sin superposición de las imágenes de satélite que aparecen en esta Tesis. Algunas de estas vistas 3D (Figura A4.7) se han utilizado en determinadas zonas para ver mejor los rasgos morfológicos de algunos centros eruptivos y mejorar la fotointerpretación de los modelos de estereopares sintéticos. La gran cantidad de aplicaciones de los modelos digitales hizo indispensable su utilización en este trabajo no sólo por sus despliegues de relieve sombreado o como base para el tridimensional de información (vistas 3D), sino además por su belleza intrínseca tal que permitió disfrutar las zonas estudiadas como si fueran reales.

4. Estereopares sintéticos

Una vez que se ha generado el modelo de elevación del terreno y se ha terminado el procesamiento del fragmento de la imagen de satélite que se va a utilizar, tenemos los

elementos para realizar los modelos de estereopares sintéticos. El objetivo primordial en la generación de los estereopares fue el de coadyuvar en la localización de los centros eruptivos del campo volcánico de San Borja y en la fotointerpretación de los principales parámetros morfológicos de dichos centros.

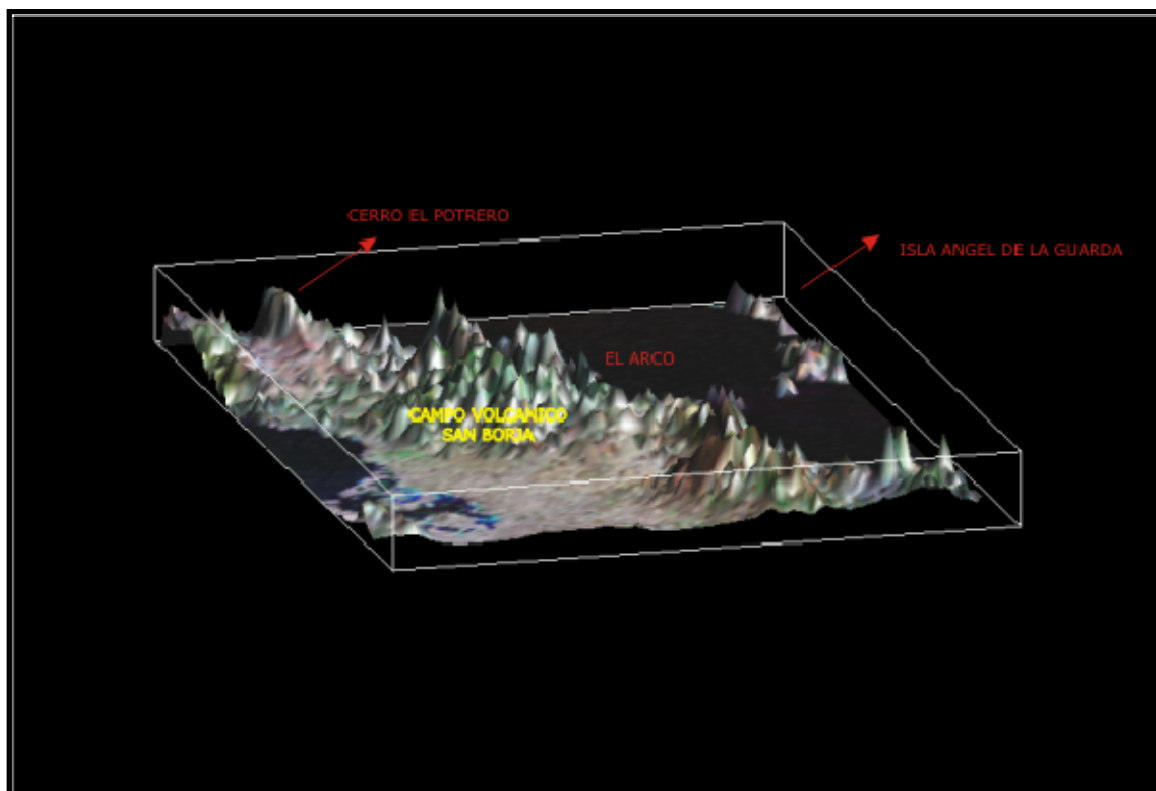


Figura A4.7. Vista tridimensional mostrando la utilidad de los modelos digitales de elevaciones en la interpretación de las relaciones morfológicas de los centros volcánicos del área del campo volcánico de San Borja, en Baja California central. Este DEM fue reproyectado a coordenadas UTM zona 12 con 930 de píxel.

De manera que la vista de la “tercera dimensión” que ofrece la interpretación de estereopares sintéticos en combinación con el uso de un estereoscopio fueron factores fundamentales en el desarrollo del catálogo de los centros eruptivos de este campo. La metodología para la generación de los estereopares sintéticos se resume en el diagrama de flujo de la figura A4.8. Esta metodología integra prácticamente todas las técnicas que fueron revisadas en este apéndice e involucra algunos procesos de prueba y error como

por ejemplo la exageración vertical que fue modificada en repetidas ocasiones con la finalidad de encontrar el valor que permitiera una mejor apreciación del relieve topográfico. Por otro lado, los diferentes estereopares sintéticos fueron generados de acuerdo con la división que muestra la figura A4.9. En esta fotografía se aprecia la distribución de los estereopares, su nomenclatura y la cobertura total de estos en la zona de estudio. La figura A4.10 muestra un ejemplo del par sintético izquierdo de la zona sur del campo volcánico de San Borja, (i.e., SB5N-NE). La fotointerpretación es el último paso de la metodología y fue refinada con el uso de mapas topográficos y geológicos de INEGI escala 1:50 000 (ver Tabla A4.1) y los mapas de reconocimiento publicados por Gastil et al (1975).

Tabla A4. 1. Lista de los mapas topográficos y geológicos de INEGI utilizados en este trabajo.

CODIGO DEL MAPA TOPOGRAFICO/GEOLOGICO DE INEGI	NOMBRE
H11D59	
H12C51	Agua de Higuera
H11D69	Rosarito
H12C61	San Borja
H12C62	Los Paredones
H12C63	Valle San Rafael
H12C71	San Jerónimo
H12C72	Los Tepetates
H12C73	El progreso
H12C81	San Martín
H12C82	El Arco
H12C83	Mira flores

Las técnicas descritas han configurado el proceso seguido para corregir y realzar las imágenes utilizadas en este trabajo. Mediante las correcciones y mejoras de contraste, espectrales y espaciales se ha buscado resaltar aquellos elementos del terreno que resultaban interesantes en cada aplicación.

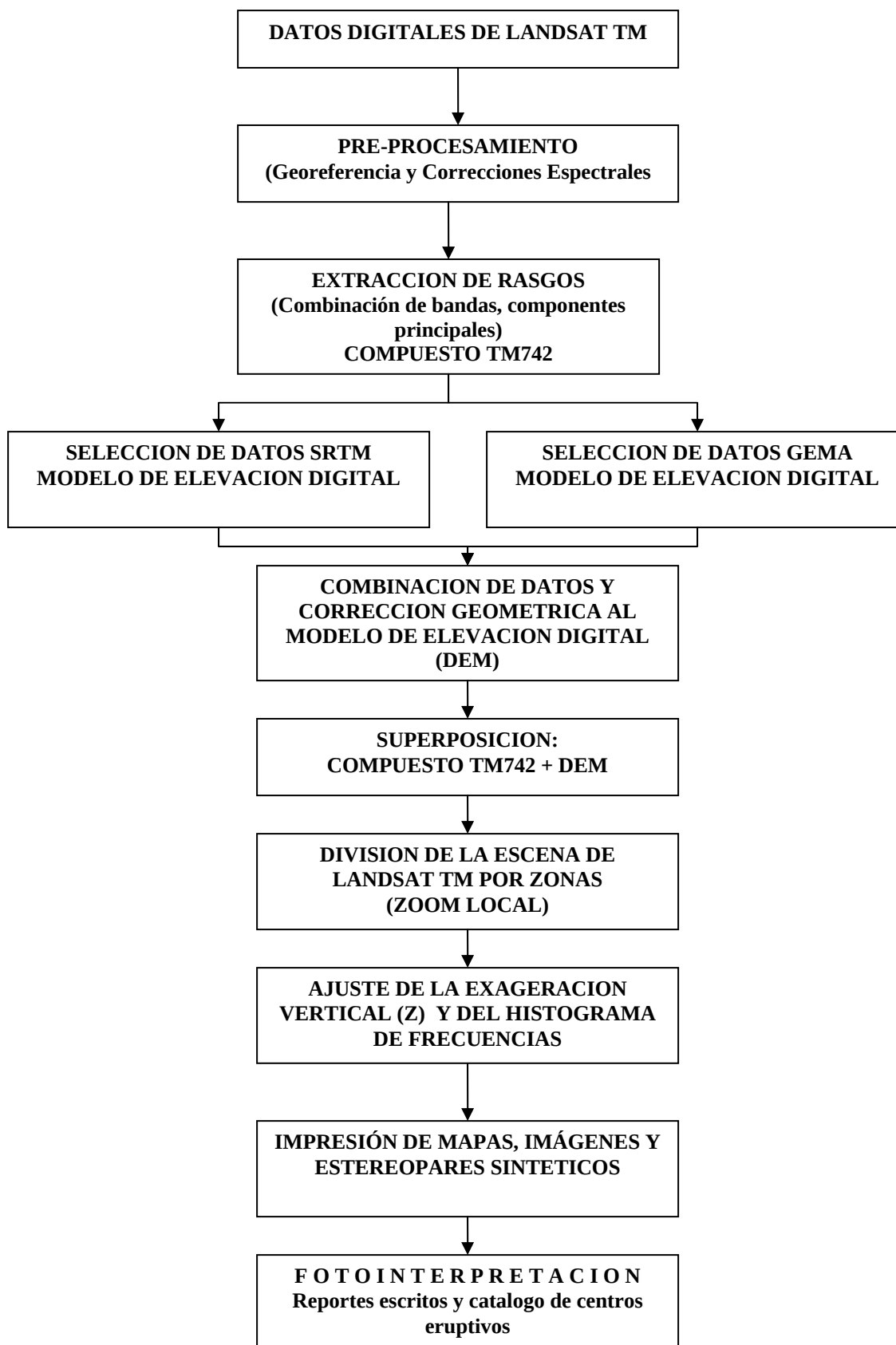


Figura A4.8. Diagrama esquemático de la metodología seguida para el procesamiento de la imagen Landsat Thematic Mapper y la generación de estereopares sintéticos (Modificado de Loyola-Medrano et al., 2005).

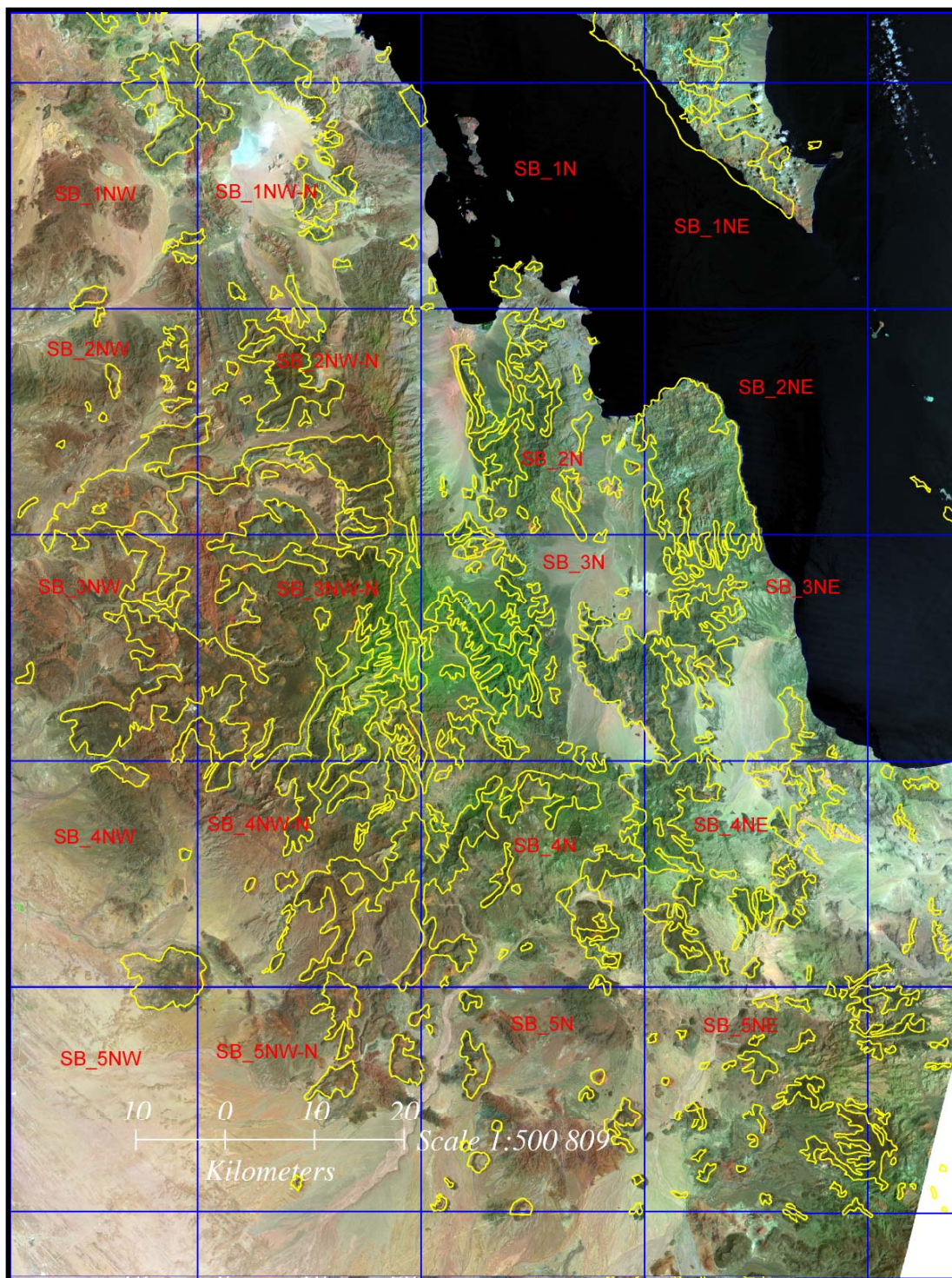


Figura A4.9. Cuadrícula de la división del área de estudio en zonas de aproximadamente 20 x 20 km. Las líneas amarillas representan los contactos de las rocas volcánicas. Cada segmento corresponde a uno de los estereopares sintéticos generados en este trabajo.

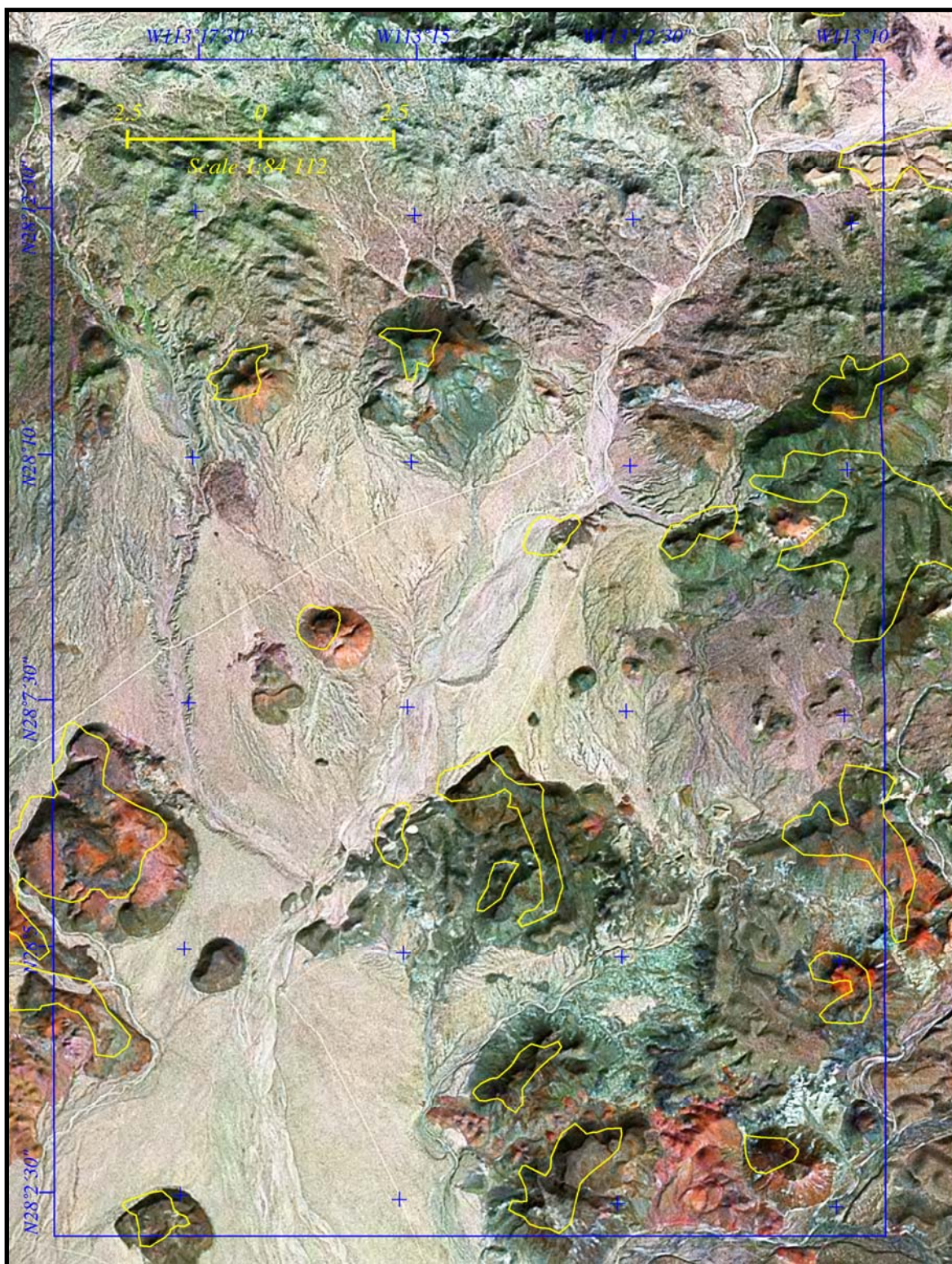


Figura A4.10. Ejemplo de un estereopar sintético (lado derecho) correspondiente al segmento “SB5N-NE”. Este acercamiento cubre un área de 20 x 20 km a una escala aproximada de 1:75 000. Las líneas amarillas representan los contactos de las rocas volcánicas.

5. Sistemas de Información Geográfica (SIG)

Los llamados Sistemas de Información Geográfica (SIG) pueden definirse como programas que almacena, gestionan, relacionan, manipulan y representan gráficamente datos con alguna componente espacial. Esto significa que toda la información que albergan debe estar geo-referenciada, ya sean imágenes, mapas, estadísticas o series de datos, para que todas estas variables puedan relacionarse mutuamente. Al estar toda esta información en formato digital los SIG aprovechan todas las posibilidades de análisis y visualización de los equipos de cómputo. La introducción de la información en un SIG suele responder a dos tipos de archivos informáticos con estructuras diferentes: raster y vectorial. El modelo vectorial representa los objetos espaciales codificando el límite o contorno que separa el objeto del entorno. Las líneas que actúan de fronteras son representadas mediante las coordenadas (x,y) de sus vértices. En el archivo raster, se registra el interior del objeto, mientras que los límites quedan representados implícitamente. La estructura raster es muy similar a una rejilla o matriz donde cada posición de filas y columnas (x,y) posee un valor z . Esta es la estructura que poseen las imágenes de satélite y los modelos de elevación digital. De modo que en un SIG se puede almacenar cualquier tipo de información, siempre y cuando tenga una componente geográfica: de puntos (i.e., localización de un volcán), a líneas (i.e., fallas) o mapas, cada uno de ellos con su información asociada (nombre del volcán, datos de localización, dirección o longitud de falla, litología, etc.). La componente geográfica de estos datos hace que sea indiferente su fuente, escala, etc., ya que se podrá superponer y relacionar toda la información a partir de sus coordenadas geográficas. Estas características son las que nos llevaron a introducir la información utilizada en esta Tesis en un SIG, para facilitar el estudio de las relaciones espaciales entre la tectónica de la zona y su volcanología. Para ello se integraron en el SIG las imágenes de satélite, localización de fallas regionales obtenidas por la cartografía de Gastil et al. (1975), las alineaciones de volcanes obtenidas por el método Brandle-Ancochea, diversos mapas, y el catálogo de los volcanes del campo volcánico San Borja incluyendo sus datos de localización, todos sus datos morfológicos, de edad y otros (Figura A4.11). Esta base de datos está integrada en el “Catálogo de Centros Eruptivos del Campo Volcánico de San Borja” que se presenta en el Apéndice 5.

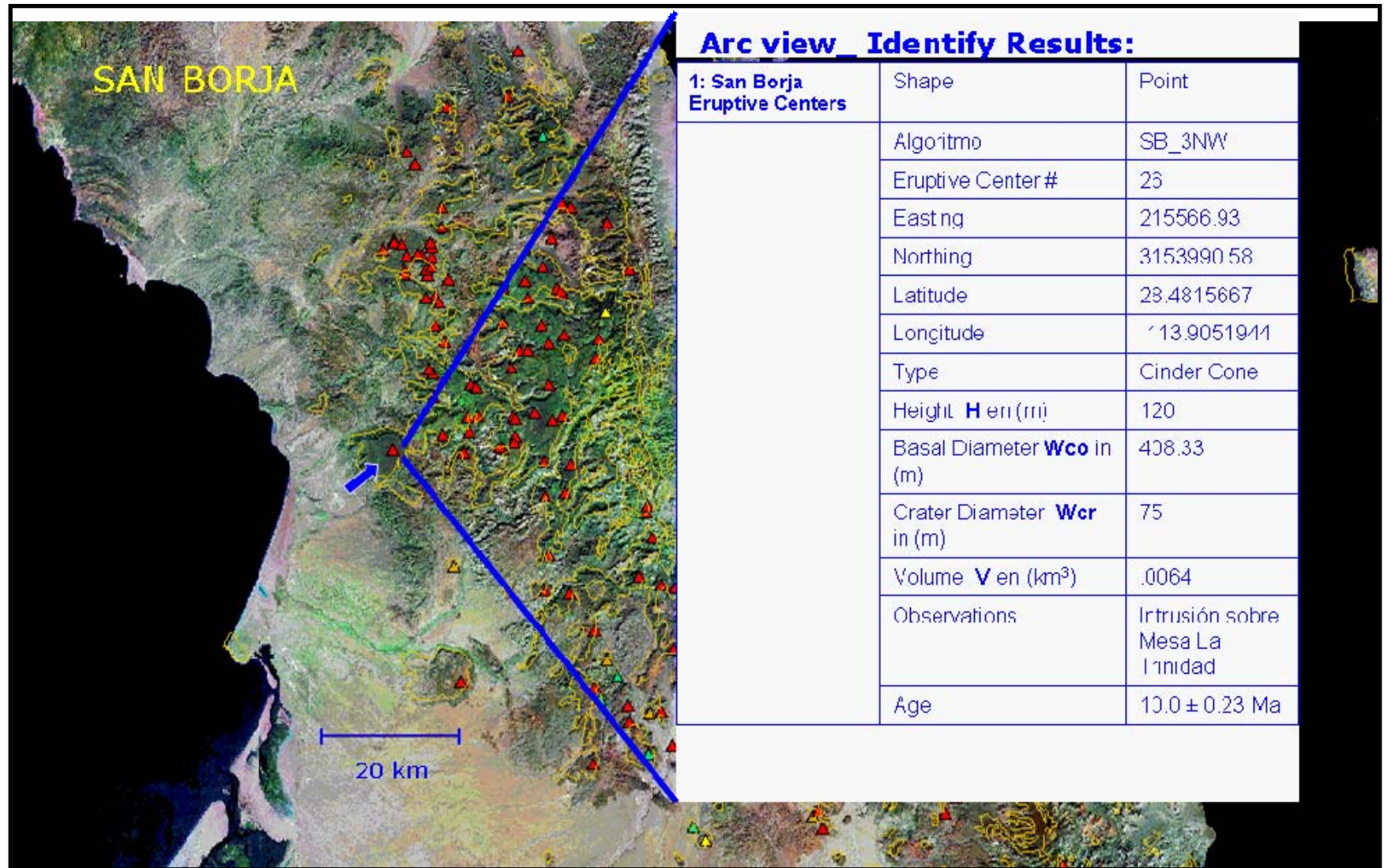


Figura A4.11. Ejemplo de visualización de datos en el Sistema de Información Geográfica (SIG). Para cada centro eruptivo se pueden gestionar, desplegar, clasificar y representar gráficamente todos los atributos asociados que se muestran en el ejemplo.

APÉNDICE 5.
“Catálogo de Centros Eruptivos del Campo Volcánico de San Borja”

NUMERO	MAPAS		LOCALIZACION				PARAMETROS MORFOLOGICOS							
	MAPA INEGI CÓDIGO	ESTEREOPAR CÓDIGO	EASTING UTM ZONA 12	NORTHING	LATITUD (° Norte)	LONGITUD (° Oeste)	H (m)	Wco (m)	Wcr (m)	H/Wco	Volumen (km ³)	Elipsoidad	Pendiente (deg)	Tipo de Edificio
1	H12C62	SB_3N1	241481.09	3161313.18	28.5527778	-113.64167	100	500.0	50	0.20000	0.00726	0.583	23.96249	C.C
2	H12C62	SB_3N1	245115.95	3155842.86	28.5041667	-113.60333	120	616.7	150	0.19459	0.01556	0.733	27.21611	C.C
3	H12C62	SB_3N1	241318.06	3166245.64	28.5972222	-113.64444	120	566.7	250	0.21176	0.01650	0.368	37.15830	C.C
4	H12C62	SB_3N1	241263.62	3163782.41	28.5750000	-113.64444	60	516.7	150	0.11613	0.00576	0.667	18.12186	C.C
5	H12C62	SB_3N1	244891.23	3168015.46	28.6138889	-113.60833	20	200.0	75	0.10000	0.00032	0.600	17.74467	C.C
6	H12C62	SB_3N1	245176.35	3168625.34	28.6194444	-113.60556	100	308.3	100	0.32432	0.00356	0.714	43.83086	C.C
7	H12C62	SB_2N1	245130.07	3178945.97	28.7125000	-113.60833	100	416.7	50	0.24000	0.00516	0.700	28.61046	C.C
8	H12C62	SB_2N1	245004.46	3179410.8	28.7166667	-113.60972	100	566.7	50	0.17647	0.00921	0.692	21.16126	C.C
9	H12C61	SB_3N	258090.36	3162190.72	28.5638889	-113.47222	80	533.3	50	0.15000	0.00657	0.375	18.31632	C.C
10	H12C61	SB_3NW-N	234921.39	3171934.11	28.6472222	-113.71111	40	233.3	125	0.17143	0.00104	0.667	36.44444	C.C
11	H12C61	SB_3NW-N	237664.08	3173042.82	28.6577778	-113.68333	40	333.3	75	0.12000	0.00148	0.857	17.20657	C.C
12	H12C61	SB_3NW-N	237330.87	3176346.65	28.6875000	-113.68750	80	316.7	150	0.25263	0.00357	0.714	43.83086	C.C
13	H12C61	SB_3NW-N	238239.76	3174477.8	28.6708333	-113.67778	40	158.3	25	0.25263	0.00031	0.857	30.96376	C.C
14	H12C61	SB_3NW-N	234033.82	3174726.98	28.6722222	-113.72083	20	233.3	200	0.08571	0.00074	0.667	50.19443	C.C
15	H12C61	SB_3NW-N	234719.76	3175019.43	28.6750000	-113.71389	60	225.0	50	0.26667	0.00101	0.800	34.43899	C.C
16	H12C61	SB_3NW-N	234350.09	3170714.79	28.6361111	-113.71667	40	283.3	200	0.14118	0.00185	0.571	43.83086	C.C
17	H12C61	SB_3NW-N	230838.79	3159858.28	28.5375000	-113.75000	40	125.0	50	0.32000	0.00026	0.667	46.84761	C.C
18	H12C61	SB_3NW-N	230971.23	3159701.2	28.5361111	-113.74861	40	243.3	50	0.16438	0.00077	0.882	22.47943	C.C
19	H12C61	SB_3NW-N	230942.98	3158469.54	28.5250000	-113.74861	40	173.3	50	0.23077	0.00043	0.750	32.96940	C.C
20	H12C61	SB_3NW-N	237908.82	3159698.17	28.5375000	-113.67778	60	250.0	100	0.24000	0.00153	0.667	38.65981	C.C
21	H12C61	SB_3NW-N	228190.89	3163000.21	28.5652778	-113.77778	20	250.0	200	0.08000	0.00080	0.286	38.65981	C.C
22	H12C61	SB_3NW-N	225325.51	3162604.89	28.5611111	-113.80694	100	325.0	25	0.30769	0.00299	0.857	33.69007	C.C
23	H12C61	SB_3NW-N	222735.40	3162357.8	28.5583333	-113.83333	100	466.7	50	0.21429	0.00638	0.727	25.64101	C.C
24	H12C61	SB_3NW-N	222478.09	3162980.09	28.5638889	-113.83611	100	433.3	150	0.23077	0.00721	0.889	35.21759	C.C
25	H12C61	SB_3NW-N	222342.16	3162983.31	28.5638889	-113.83750	60	400.0	125	0.15000	0.00354	0.375	23.57471	C.C
26	H12C61	SB_3NW-N	221474.75	3172247.13	28.6472222	-113.84861	80	408.3	150	0.19592	0.00525	0.833	31.77220	C.C
27	H12C61	SB_3NW	207855.70	3160254.17	28.5361111	-113.98472	60	616.7	400	0.09730	0.01236	0.500	28.97971	C.C
28	H12C61	SB_3NW	207229.62	3162426.79	28.5555556	-113.99167	40	133.3	50	0.30000	0.00028	0.667	43.83086	C.C
29	H12C61	SB_3NW	211528.56	3171256.09	28.6361111	-113.95000	40	150.0	25	0.26667	0.00028	0.714	32.61924	C.C
30	H12C61	SB_2NW	218708.83	3164610.55	28.5777778	-113.87500	20	208.3	50	0.09600	0.00029	0.600	14.17806	C.C
31	H12C61	SB_2NW	219449.68	3178457.95	28.7027778	-113.87083	40	441.7	100	0.09057	0.00261	0.842	13.17819	C.C
32	H12C61	SB_2NW	212178.31	3175553.97	28.6750000	-113.94444	60	200.0	25	0.30000	0.00072	0.600	34.43899	C.C
33	H12C61	SB_2NW-N	223008.67	3179605.21	28.7138889	-113.83472	20	250.0	75	0.08000	0.00045	0.667	12.87500	C.C
34	H12C61	SB_2NW-N	229717.12	3181912.29	28.7361111	-113.76667	40	291.7	250	0.13714	0.00231	0.769	62.48800	C.C
35	H12C61	No aparece	211201.02	3174499.64	28.6652778	-113.95417	60	258.3	90	0.23226	0.00154	0.571	35.48398	C.C
36	H12C61	No aparece	212411.94	3174007.52	28.6611111	-113.94167	60	233.3	50	0.25714	0.00108	0.800	33.20657	C.C
37	H12C51	SB_2NW-N	224163.45	3193904.89	28.8430556	-113.82639	80	500.0	200	0.16000	0.00817	0.667	28.07249	C.C
38	H12C51	SB_2NW-N	223793.46	3195454.27	28.8569444	-113.83056	60	250.0	25	0.24000	0.00109	0.667	28.07249	C.C
39	H12C51	SB_2NW-N	229718.30	3193619.87	28.8416667	-113.76944	400	1650.0	100	0.24242	0.30342	0.718	27.29957	C.C
40	H12C51	SB_2NW-N	237257.83	3191135.81	28.8208333	-113.69167	120	258.3	25	0.46452	0.00232	0.750	45.80693	C.C
41	H12C51	SB_2NW-N	225562.76	3207120.47	28.9625000	-113.81528	100	333.3	100	0.30000	0.00404	0.556	40.60129	C.C
42	H12C51	SB_2NW-N	238732.53	3184324.91	28.7597222	-113.67500	60	275.0	150	0.21818	0.00219	0.833	43.83086	C.C
43	H11D69	SB_2NW	206324.89	3175145.23	28.6700000	-114.00417	80	216.7	50	0.36923	0.00126	0.700	43.83086	C.C
44	H12C71	SB_3NW	214777.05	3153921.39	28.4805556	-113.91250	60	200.0	50	0.30000	0.00082	0.600	38.65981	C.C
45	H12C71	SB_4NW	219391.90	3147648.23	28.4250000	-113.86389	60	291.7	50	0.20571	0.00160	0.571	26.40678	C.C
46	H12C71	SB_4NW	229098.42	3149269.56	28.4416667	-113.76528	120	550.0	200	0.21818	0.01422	0.833	34.43899	C.C

APÉNDICE 5.
“Catálogo de Centros Eruptivos del Campo Volcánico de San Borja”

NUMERO	MAPAS		LOCALIZACION				PARAMETROS MORFOLOGICOS							
	MAPA INEGI CÓDIGO	ESTEREOPAR CÓDIGO	EASTING UTM ZONA 12	NORTHING	LATITUD (° Norte)	LONGITUD (° Oeste)	H (m)	Wco (m)	Wcr (m)	H/Wco	Volumen (km ³)	Elipsoidad	Pendiente (deg)	Tipo de Edificio
47	H12C71	SB_4NW	224980.41	3153678.28	28.4805556	-113.80833	20	76.7	75	0.26087	0.00009	0.722	87.61406	C.C
48	H12C71	SB_4NW	223709.02	3151705.47	28.4625000	-113.82083	40	283.3	50	0.14118	0.00102	0.500	18.92464	C.C
49	H12C71	SB_4NW	232490.59	3154737.29	28.4916667	-113.73194	40	250.0	100	0.16000	0.00102	0.667	28.07249	C.C
50	H12C71	SB_4NW	235511.78	3149893.93	28.4486111	-113.70000	40	333.3	100	0.12000	0.00162	0.444	18.92464	C.C
51	H12C71	SB_4NW	235781.86	3149795.45	28.4477778	-113.69722	20	88.3	75	0.22642	0.00010	0.750	71.56505	C.C
52	H12C71	SB_4NW	238344.05	3148690.84	28.4383333	-113.67083	40	56.7	50	0.70588	0.00009	0.833	85.23636	C.C
53	H12C71	SB_4NW	237599.85	3145842.48	28.4125000	-113.67778	20	163.3	100	0.12245	0.00028	0.500	32.27564	C.C
54	H12C71	SB_4NW-N	236333.47	3144022.39	28.3958333	-113.69028	60	333.3	50	0.18000	0.00205	0.750	22.95409	C.C
55	H12C71	SB_4NW-N	235177.34	3141060.11	28.3688889	-113.70139	40	466.7	300	0.08571	0.00469	0.500	25.64101	C.C
56	H12C72	SB_4N1	242507.54	3133566.74	28.3027778	-113.62500	120	433.3	100	0.27692	0.00757	0.889	35.75389	C.C
57	H12C72	SB_4N1	245870.27	3137806.53	28.3416667	-113.59167	120	433.3	100	0.27692	0.00757	0.636	35.75389	C.C
58	H12C72	SB_4N1	249196.69	3140446.11	28.3661111	-113.55833	200	916.7	100	0.21818	0.04932	0.850	26.09542	C.C
59	H12C72	SB_4N1	244822.79	3146084.4	28.4161111	-113.60417	160	533.3	50	0.30000	0.01314	0.909	33.50731	C.C
60	H12C72	SB_4N1	254937.72	3147933.5	28.4347222	-113.64583	120	1033.3	300	0.11613	0.04611	0.667	18.12186	C.C
61	H12C72	SB_4N1	254749.05	3138851.11	28.3527778	-113.50139	120	500.0	75	0.24000	0.00921	0.571	29.45367	C.C
62	H12C72	SB_4N1	249573.89	3138959.61	28.3527778	-113.55417	80	350.0	100	0.22857	0.00351	0.750	32.61924	C.C
63	H12C72	SB_4N1	249972.70	3138489.13	28.3486111	-113.55000	100	516.7	1	0.19355	0.00700	0.750	21.17994	C.C
64	H12C72	SB_4N	260049.85	3131504.45	28.2875000	-113.44583	240	1466.7	75	0.16364	0.14242	0.813	19.02984	C.C
65	H12C72	SB_4N	263828.51	3129580.67	28.2708333	-113.40694	120	600.0	100	0.20000	0.01351	0.846	25.64101	C.C
66	H12C72	SB_4N	263789.04	3148060.7	28.4375000	-113.41111	100	833.3	300	0.12000	0.02708	0.600	20.55605	C.C
67	H12C72	SB_4N	258312.53	3147863.78	28.4347222	-113.46694	100	466.7	50	0.21429	0.00638	0.727	25.64101	C.C
68	H12C72	SB_4N	258330.27	3147401.41	28.4305556	-113.46667	20	50.0	50	0.40000	0.00004	1.000	90.00000	C.C
69	H12C72	SB_4N	256313.78	3142052.81	28.3819444	-113.48611	60	666.7	200	0.09000	0.00970	0.625	14.42077	C.C
70	H12C72	SB_4N	259957.01	3147060.16	28.4277778	-113.45000	160	966.7	175	0.16552	0.04751	0.500	22.00908	C.C
71	H12C72	SB_3N1	243195.73	3152650.22	28.4750000	-113.62222	80	400.0	175	0.20000	0.00546	0.600	35.41706	C.C
72	H12C72	SB_3N1	243335.13	3152801.2	28.4763889	-113.62083	60	500.0	250	0.12000	0.00687	0.667	25.64101	C.C
73	H12C72	SB_3N1	239325.28	3149962.9	28.4500000	-113.66111	60	258.3	50	0.23226	0.00129	0.750	29.94194	C.C
74	H12C72	SB_3N1	239383.25	3152580.06	28.4736111	-113.66111	80	1100.0	200	0.07273	0.03079	0.357	10.08060	C.C
75	H12C72	SB_4N1	245438.25	3143052.36	28.3888889	-113.59722	120	400.0	50	0.30000	0.00573	0.600	34.43899	C.C
76	H12C73	SB_4N-NE	279361.77	3129127.62	28.2694444	-113.24861	40	300.0	100	0.13333	0.00136	1.000	21.80141	C.C
77	H12C73	SB_4N-NE	279364.64	3129281.54	28.2708333	-113.24861	80	383.3	150	0.20870	0.00475	0.500	34.43899	C.C
78	H12C73	SB_4N-NE	278973.01	3130212.68	28.2791667	-113.25278	40	483.3	100	0.08276	0.00306	0.615	11.78818	C.C
79	H12C73	SB_4N-NE	287095.64	3134683.08	28.3208333	-113.17083	120	533.3	200	0.22500	0.01354	0.571	35.75389	C.C
80	H12C73	SB_4NE	292864.89	3137352.04	28.3458333	-113.11250	100	533.3	175	0.18750	0.01069	0.667	29.16761	C.C
81	H12C82	SB_5N	255733.99	3120504.59	28.1875000	-113.48750	80	325.0	100	0.24615	0.00310	0.968	35.41706	C.C
82	H12C82	SB_5N	256215.76	3124036.68	28.2194444	-113.48333	60	616.7	150	0.09730	0.00778	0.500	14.42077	C.C
83	H12C83	SB_5N-NE	285945.84	3116227.85	28.1541667	-113.17917	40	383.3	100	0.10435	0.00204	0.667	15.76718	C.C
84	H12C83	SB_5N-NE	271128.58	3119274.76	28.1791667	-113.33056	160	733.3	25	0.21818	0.02332	0.875	24.31177	C.C
85	H12C83	SB_5N-NE	278914.62	3119743.55	28.1847222	-113.25139	40	383.3	150	0.10435	0.00238	0.667	18.92464	C.C
86	H12C83	SB_5N-NE	272752.24	3111390.77	28.1083333	-113.31250	20	383.3	25	0.05217	0.00082	0.875	6.36944	C.C
87	H12C83	SB_5N-NE	273152.93	3110921.22	28.1041667	-113.30833	40	483.3	5	0.08276	0.00247	0.462	9.49469	C.C
88	H12C82	SB_5NW-N	247101.60	3118836.75	28.1708333	-113.5750	60	291.7	150	0.20571	0.00238	0.769	40.26656	C.C
89	H12C82	SB_5NW-N	248076.10	3119740.15	28.1791667	-113.56528	40	266.7	50	0.15000	0.00091	0.833	20.26570	C.C
90	H12C82	SB_5NW-N	249138.21	3118331.67	28.1666667	-113.55417	40	283.3	100	0.14118	0.00124	0.300	23.57471	C.C
91	H12C82	SB_5NW-N	240128.55	3124531.51	28.2208333	-113.64722	60	1400.0	100	0.04286	0.03314	0.688	5.27390	C.C
92	H12C82	SB_5NW-N	241881.22	3123569.22	28.2125000	-113.62917	40	391.7	125	0.10213	0.00228	0.667	16.69924	C.C

APÉNDICE 5.
“Catálogo de Centros Eruptivos del Campo Volcánico de San Borja”

NUMERO	MAPAS		LOCALIZACION				PARAMETROS MORFOLOGICOS							
	MAPA INEGI CÓDIGO	ESTEREOPAR CÓDIGO	EASTING UTM ZONA 12	NORTHING	LATITUD (° Norte)	LONGITUD (° Oeste)	H (m)	Wco (m)	Wcr (m)	H/Wco	Volumen (km ³)	Elipsoidad	Pendiente (deg)	Tipo de Edificio
93	H12C82	SB_5NW-N	239534.54	3122326.63	28.2008333	-113.65278	80	625.0	150	0.12800	0.01062	0.469	18.61569	C.C
94	H12C82	SB_5NW-N	238553.17	3127338.44	28.2458333	-113.66389	40	350.0	150	0.11429	0.00207	0.750	21.80141	C.C
95	H12C61	SB_3NW-N	230179.52	3174081.8	28.6658056	-113.76082	40	241.7	150	0.16552	0.00123	0.900	41.11209	C.C
96	H12C61	SB_3NW-N	233486.49	3172751.18	28.6545056	-113.72670	100	433.3	150	0.23077	0.00721	0.636	35.21759	C.C
97	H12C61	SB_3NW-N	234758.40	3174962.17	28.6747028	-113.73088	20	166.7	150	0.12000	0.00039	0.750	67.38014	C.C
98	H12C61	SB_3NW-N	237373.33	3174023.09	28.6667667	-113.68726	80	366.7	100	0.21818	0.00379	0.750	30.96376	C.C
99	H12C61	SB_3NW-N	237882.10	3173338.22	28.6606944	-113.68191	80	350.0	125	0.22857	0.00381	0.750	35.41706	C.C
100	H12C61	SB_3NW-N	237960.37	3173729.58	28.6642389	-113.68119	80	383.3	50	0.20870	0.00353	0.083	25.64101	C.C
101	H12C61	SB_3NW-N	230099.34	3169776.87	28.6269861	-113.76062	120	800.0	200	0.15000	0.02639	0.882	21.80141	C.C
102	H12C61	SB_3NW-N	235258.10	3169502.92	28.6255806	-113.70784	80	216.7	125	0.36923	0.00188	0.800	60.19089	C.C
103	H12C61	SB_3NW-N	238336.45	3168191.87	28.6143861	-113.67608	40	233.3	100	0.17143	0.00092	0.800	30.96376	C.C
104	H12C61	SB_3NW-N	232361.10	3166254.66	28.5957000	-113.73668	40	325.0	250	0.12308	0.00261	0.688	46.84761	C.C
105	H12C61	SB_3NW-N	231284.87	3164200.03	28.5769528	-113.74719	80	408.3	100	0.19592	0.00456	0.833	27.42565	C.C
106	H12C61	SB_3NW-N	234387.84	3158740.6	28.5283639	-113.71430	160	1000.0	350	0.16000	0.06168	0.818	26.21138	C.C
107	H12C61	SB_3NW-N	236834.02	3157781.78	28.5202167	-113.68904	80	400.0	50	0.20000	0.00382	0.667	24.56717	C.C
108	H12C61	SB_3NW-N	238027.66	3158231.84	28.5245167	-113.67696	40	275.0	150	0.14545	0.00146	0.769	32.61924	C.C
109	H12C61	SB_3NW-N	231459.07	3158036.16	28.5214139	-113.74398	20	91.7	50	0.21818	0.00008	0.400	43.83086	C.C
110	H12C61	SB_3NW-N	231928.70	3157899.19	28.5202750	-113.73915	60	316.7	250	0.18947	0.00380	0.625	60.94540	C.C
111	H12C61	SB_3NW-N	231938.48	3155824.99	28.5015750	-113.73856	80	400.0	50	0.20000	0.00382	0.778	24.56717	C.C
112	H12C61	SB_3NW-N	230177.38	3154220.43	28.4867444	-113.75616	20	100.0	50	0.20000	0.00009	0.400	38.65981	C.C
113	H12C61	SB_3NW-N	226508.40	3161832.32	28.5546111	-113.79542	40	233.3	150	0.17143	0.00117	0.667	43.83086	C.C
114	H12C61	SB_3NW-N	226664.95	3161617.08	28.5527000	-113.79377	60	358.3	150	0.16744	0.00321	0.706	29.94194	C.C
115	H12C61	SB_3NW-N	226938.90	3158349.25	28.5232944	-113.79019	40	383.3	200	0.10435	0.00276	0.722	23.57471	C.C
116	H12C61	SB_3NW-N	225451.74	3158114.43	28.5208667	-113.80532	40	325.0	150	0.12308	0.00185	0.857	24.56717	C.C
117	H12C61	SB_3NW-N	225745.26	3156412.03	28.5055833	-113.80191	40	175.0	50	0.22857	0.00044	0.750	32.61924	C.C
118	H12C61	SB_3NW-N	222330.67	3156020.67	28.5013278	-113.83667	80	266.7	100	0.30000	0.00226	0.833	43.83086	C.C
119	H12C71	SB3NW	215566.93	3153990.58	28.4815667	-113.90519	120	408.3	75	0.29388	0.00638	0.409	35.75389	C.C
120	H12C61	SB3NW	221039.19	3160599.55	28.5423333	-113.85096	60	450.0	225	0.13333	0.00557	0.583	28.07249	C.C
121	H12C61	SB3NW	220872.86	3163456.45	28.5680528	-113.85336	40	216.7	150	0.18462	0.00107	0.500	50.19443	C.C
122	H12C61	SB3NW	221175.50	3169407.73	28.6218250	-113.85171	60	325.0	50	0.18462	0.00195	0.857	23.57471	C.C
123	H12C61	SB3NW	220640.86	3173391.81	28.6551583	-113.85171	80	250.0	50	0.32000	0.00162	0.667	38.65981	C.C
124	H12C72	SB3N1	254705.24	3149489.37	28.6575722	-113.50482	140	600.0	150	0.23333	0.01732	0.786	31.89079	C.C
125	H12C71	SB4NW-N	224884.27	3153633.39	28.4803472	-113.81004	40	166.7	75	0.24000	0.00048	0.857	41.11209	C.C
126	H12C71	SB4NW-N	230170.98	3154216.11	28.4866944	-113.75623	140	516.7	25	0.27097	0.01028	0.750	29.66115	C.C
127	H12C71	SB4NW-N	229749.02	3154439.5	28.4886306	-113.76059	20	150.0	100	0.13333	0.00025	0.500	38.65981	C.C
128	H12C72	SB4NW-N	235532.32	3152577.93	28.4730333	-113.70114	80	466.7	50	0.17143	0.00510	0.900	21.00679	C.C
129	H12C71	SB4NW-N	239205.83	3152230.43	28.4706389	-113.66357	80	1100.0	200	0.07273	0.03079	0.357	10.08060	C.C
130	H12C71	SB4NW-N	235792.94	3148470.05	28.4360472	-113.69758	120	550.0	25	0.21818	0.00995	0.833	24.56717	C.C
131	H12C71	SB4NW-N	238448.79	3148668.61	28.4383722	-113.67049	100	400.0	125	0.25000	0.00591	0.364	36.02737	C.C
132	H12C71	SB4NW-N	236276.95	3140912.04	28.3679944	-113.69088	100	325.0	75	0.30769	0.00355	0.857	38.65981	C.C
133	H12C71	SB4NW-N	235743.30	3136605.59	28.3290583	-113.69534	140	900.0	100	0.15556	0.03335	0.579	19.29005	C.C
134	H12C72	SB4NW-N	239007.27	3136146.4	28.3255694	-113.66197	100	483.3	50	0.20690	0.00681	0.7	24.77514	C.C
135	H12C72	SB4NW-N	223754.74	3139608.94	28.3536667	-113.81821	20	46.7	50	0.42857	0.00004	0.6	-85.23636	M.V
136	H12C72	SB_4N1	243951.21	3127899.21	28.2521750	-113.60977	80	416.7	150	0.19200	0.00542	0.9	30.96376	M.V
137	H12C72	SB_4N1	249971.27	3143181.98	28.3911528	-113.55176	100	350.0	150	0.28571	0.00517	1.0	45.00000	C.C
138	H12C72	SB_4N1	255238.83	3145781.55	28.4155917	-113.49859	160	600.0	75	0.26667	0.01720	0.7	31.36330	C.C

APÉNDICE 5.
“Catálogo de Centros Eruptivos del Campo Volcánico de San Borja”

NUMERO	MAPAS		LOCALIZACION				PARAMETROS MORFOLOGICOS							
	MAPA INEGI	ESTEREOPAR	EASTING	NORTHING	LATITUD	LONGITUD	H	Wco	Wcr	H/Wco	Volumen	Elipsoidad	Pendiente	Tipo de
	CÓDIGO	CÓDIGO	UTM ZONA 12		(° Norte)	(° Oeste)	(m)	(m)	(m)		(km ³)		(deg)	Edificio
139	H12C72	SB_4N1	249068.26	3146260.87	28.4187389	-113.56163	160	633.3	25	0.25263	0.01749	0.5	27.74560	C.C
140	H12C72	SB_4N1	249287.18	3147149.75	28.4268000	-113.55959	220	500.0	25	0.44000	0.01515	0.7	42.80943	C.C
141	H12C72	SB_4N1	252803.44	3136874.59	28.3348083	-113.52153	120	383.3	50	0.31304	0.00530	0.9	35.75389	C.C
142	H12C72	SB_4N1	252543.49	3129717.64	28.2652944	-113.52153	80	450.0	150	0.17778	0.00613	0.8	28.07249	C.C
143	H12C82	SB_4N1	253241.27	3126818.34	28.2442028	-113.51493	320	1333.3	100	0.24000	0.16094	1.0	27.42565	C.C
144	H12C72	SB_4N1	248137.89	3138270.15	28.3465056	-113.56938	40	350.0	150	0.11429	0.00207	0.6	21.80141	C.C
145	H12C72	SB_4N1	251011.10	3137257.68	28.3379250	-113.53988	40	266.7	100	0.15000	0.00113	0.4	25.64101	C.C
146	H12C72	SB_4N1	242336.73	3131483.89	28.2841861	-113.62701	40	216.7	25	0.18462	0.00055	0.8	22.65523	C.C
147	H12C72	SB_4N1	253993.78	3128022.35	28.2552028	-113.50752	100	633.3	75	0.15789	0.01189	0.5	19.70798	C.C
148	H12C72	SB_4N	254669.34	3149475.3	28.4487944	-113.50518	20	175.0	200	0.11429	0.00055	0.8	-57.99462	M.V
149	H12C72	SB_4N	262862.84	3128591.12	28.2619611	-113.41730	100	300.0	25	0.33333	0.00257	0.5	36.02737	C.C
150	H12C82	SB_5NW-N	249415.94	3116204.88	28.1477667	-113.55161	140	1116.7	200	0.12537	0.05535	0.8	16.98553	M.V
151	H12C82	SB_5NW-N	252338.67	3117147.7	28.1568222	-113.52207	80	383.3	150	0.20870	0.00475	0.8	34.43899	C.C
152	H12C82	SB_5NW-N	249622.30	3121307.63	28.1938250	-113.55060	40	858.3	150	0.04660	0.00930	1.0	6.44375	M.V
153	H12C82	SB_5NW-N	246887.35	3120288.73	28.1841139	-113.57822	80	366.7	25	0.21818	0.00302	0.4	25.09335	C.C
154	H12C82	SB_5NW-N	246699.66	3122085.22	28.2002778	-113.58052	120	450.0	50	0.26667	0.00715	0.8	30.96376	M.V
155	H12C82	SB_5NW-N	242355.90	3124391.16	28.2202306	-113.62524	80	466.7	50	0.17143	0.00510	0.9	21.00679	C.C
156	H12C82	SB_5NW-N	243079.86	3122835.99	28.2063472	-113.61753	60	550.0	100	0.10909	0.00577	0.8	14.93142	M.V
157	H12C82	SB_5NW-N	242195.03	3114993.11	28.1354528	-113.62481	80	466.7	100	0.17143	0.00575	0.9	23.57471	C.C
158	H12C82	SB_5N	255226.28	3107163.63	28.0673167	-113.49061	20	183.3	150	0.10909	0.00044	0.8	50.19443	M.V
159	H12C82	SB_5N	256835.07	3105367.14	28.0514111	-113.47388	20	1066.7	950	0.01875	0.01599	0.8	18.92464	M.V
160	H12C82	SB_5N	270107.65	3114899.26	28.1397528	-113.34081	220	1133.3	250	0.19412	0.09389	0.8	26.47850	C.C
161	H12C82	SB_5N	257183.65	3121535.55	28.1917361	-113.47368	300	1233.3	100	0.24324	0.12994	0.9	27.89727	C.C
162	H12C82	SB_5N	257424.97	3118076.63	28.1661417	-113.47051	40	155.0	25	0.25806	0.00030	0.6	31.60750	C.C
163	H12C83	SB_5N	270965.67	3108383.63	28.0811333	-113.33081	40	525.0	500	0.07619	0.00825	0.9	72.64598	M.V
164	H12C83	SB_5N	271636.0	3109027.15	28.0870528	-113.32411	80	491.7	5	0.16271	0.00511	0.6	18.19917	C.C
165	H12C83	SB_5N-NE	272306.34	3107069.78	28.0684028	-113.31692	60	425.0	5	0.14118	0.00287	0.6	15.94540	C.C
166	H12C83	SB_5N-NE	277722.62	3114497.06	28.1374278	-113.26324	200	1100.0	100	0.18182	0.06964	0.8	21.80141	C.C
167	H12C83	SB_5N-NE	276140.63	3119108.94	28.1787583	-113.28023	180	1100.0	200	0.16364	0.06927	0.8	21.80141	C.C
168	H12C83	SB_5N-NE	275175.36	3119752.46	28.1844000	-113.29018	80	633.3	200	0.12632	0.01189	0.5	20.26570	M.V
169	H12C83	SB_5N-NE	275121.73	3120637.3	28.1923722	-113.29089	60	533.3	250	0.11250	0.00754	0.9	22.95409	M.V
170	H12C83	SB_5N-NE	285149.89	3116159.48	28.1536500	-113.18797	40	200.0	100	0.20000	0.00073	1.0	38.65981	C.C
171	H12C83	SB_5N-NE	286115.17	3116481.24	28.1567111	-113.17821	140	733.3	50	0.19091	0.02115	0.6	22.28166	C.C
172	H12C83	SB_5N-NE	288635.62	3108745.61	28.0873333	-113.15116	80	383.3	150	0.20870	0.00475	0.9	34.43899	C.C
173	H12C83	SB_5NE	290029.91	3110649.36	28.1047306	-113.13732	40	533.3	325	0.07500	0.00590	0.8	21.00679	C.C
174	H12C84	SB_5NE	304053.25	3102337.24	28.1105528	-113.09704	200	716.7	150	0.27907	0.03370	0.8	35.21759	C.C
175	H12C83	SB_5NE	293998.28	3111225.84	28.0318889	-112.99326	60	433.3	150	0.13846	0.00432	0.8	22.95409	C.C
176	H12C73	SB_4N-NE	274614.33	3140477.9	28.3712389	-113.29990	120	400.0	50	0.30000	0.00573	0.5	34.43899	C.C
177	H12C81	SB_5NW	224566.93	3125240.7	28.2242917	-113.80653	110	900.0	50	0.12222	0.02469	0.7	14.51106	C.C
178	H12C81	SB_3NW	222954.20	3175119.11	28.6736417	-113.83493	140	633.3	150	0.22105	0.01901	0.7	30.08416	C.C
179	H12C61	SB_3NW	221273.17	3172744.08	28.6518694	-113.86528	80	225.0	50	0.35556	0.00135	0.8	42.43623	C.C
180	H12C61	SB_3NW	220702.55	3178018.5	28.6992944	-113.85865	80	383.3	75	0.20870	0.00380	0.9	27.42565	C.C
181	H12C61	SB_3NW	221782.11	3172219.72	28.6472500	-113.84620	60	250.0	125	0.24000	0.00172	0.4	43.83086	C.C
182	H12C61	SB_3NW	222565.48	3172219.72	28.6029917	-113.83700	80	700.0	400	0.11429	0.01948	0.8	28.07249	C.C
183	H12C61	SB_2NW	220255.30	3175581.46	28.6772306	-113.86263	140	491.7	100	0.28475	0.01103	0.6	35.56073	C.C
184	H12C61	SB_2NW	219446.85	3176352.89	28.6841167	-113.86597	80	441.7	250	0.18113	0.00771	0.3	39.85454	C.C

APÉNDICE 5.
“Catálogo de Centros Eruptivos del Campo Volcánico de San Borja”

NUMERO	MAPAS		LOCALIZACION				PARAMETROS MORFOLOGICOS							
	MAPA INEGI CÓDIGO	ESTEREOPAR CÓDIGO	EASTING UTM ZONA 12	NORTHING	LATITUD (° Norte)	LONGITUD (° Oeste)	H (m)	Wco (m)	Wcr (m)	H/Wco	Volumen (km ³)	Elipsoidad	Pendiente (deg)	Tipo de Edificio
185	H12C61	SB_2NW	220725.16	3176777.87	28.6881167	-113.85812	60	191.7	50	0.31304	0.00077	0.9	40.26656	C.C
186	H12C61	SB_2NW	222109.13	3181729.4	28.7330528	-113.84518	100	425.0	50	0.23529	0.00535	0.9	28.07249	C.C
187	H12C51	SB_2NW	222078.37	3184097.52	28.7543944	-113.84607	100	416.7	75	0.24000	0.00551	0.6	30.34325	C.C
188	H12C51	SB_2NW	214266.64	3178776.93	28.7047250	-113.92464	60	341.7	150	0.17561	0.00299	0.9	32.05015	C.C
189	H12C51	SB_2NW	215742.87	3180099.39	28.7169722	-113.90988	60	300.0	100	0.20000	0.00204	0.5	30.96376	C.C
190	H12C51	SB_2NW	215804.38	3179791.84	28.7142139	-113.90918	60	325.0	50	0.18462	0.00195	0.9	23.57471	C.C
191	H12C51	SB_2NW	216757.78	3179607.31	28.7127583	-113.89938	80	458.3	25	0.17455	0.00465	0.9	20.26570	C.C
192	H12C61	SB_2NW	217465.15	3178131.08	28.6996056	-113.89178	20	400.0	300	0.05000	0.00194	0.6	21.80141	C.C
193	H12C61	SB_2NW	217219.11	3176285.79	28.6829167	-113.89384	120	491.7	50	0.24407	0.00844	0.8	28.51949	C.C
194	H12C61	SB_2NW	219402.70	3178100.33	28.6997500	-113.87196	60	391.7	100	0.15319	0.00318	0.9	22.36367	C.C
195	H12C61	SB_2NW	220755.91	3179115.24	28.7091944	-113.85838	100	450.0	75	0.22222	0.00633	0.9	28.07249	C.C
196	H12C61	SB_2NW	220509.98	3179730.33	28.7146861	-113.86104	60	583.3	50	0.10286	0.00584	0.9	12.68038	C.C
197	H12C61	SB_2NW	218910.62	3178315.61	28.7015861	-113.87705	60	383.3	50	0.15652	0.00265	0.7	19.79888	C.C
198	H12C51	SB_2NW	217465.15	3190986.61	28.8154944	-113.89498	40	200.0	100	0.20000	0.00073	0.6	38.65981	C.C
199	H12C51	SB_2NW	218603.07	3189479.62	28.8021611	-113.88296	180	1200.0	350	0.15000	0.09342	0.7	22.95409	C.C
200	H12C51	SB_2NW-N	235425.98	3193016.43	28.8376167	-113.71159	60	241.7	50	0.24828	0.00115	0.5	32.05015	M.V
201	H12C51	SB_2NW-N	230743.55	3197883.39	28.8805250	-113.76070	100	383.3	50	0.26087	0.00441	0.5	30.96376	C.C
202	H12C51	SB_2NW-N	222901.07	3196730.08	28.8684556	-113.84074	60	458.3	150	0.13091	0.00473	0.8	21.26545	C.C
203	H12C61	SB_2NW-N	236648.48	3180191.66	28.7222389	-113.69610	80	266.7	100	0.30000	0.00226	0.7	43.83086	C.C
204	H12C61	SB_2N1	243683.66	3171034.4	28.6410833	-113.62208	400	1316.7	100	0.30380	0.19637	0.9	33.32629	M.V
205	H12C61	SB_2N1	246036.40	3176408.81	28.6900083	-113.59089	140	416.7	25	0.33600	0.00677	0.7	35.56073	C.C
206	H12C52	SB_2N1	244006.58	3182221.48	28.7420222	-113.62129	80	350.0	150	0.22857	0.00414	0.8	38.65981	C.C
207	H12C52	SB_2N1	238378.85	3184182.1	28.7585694	-113.67932	100	350.0	250	0.28571	0.00713	0.8	63.43495	C.C
208	H12C52	SB_2N1	237847.92	3184735.69	28.7634528	-113.68488	100	350.0	250	0.28571	0.00713	0.8	63.43495	C.C
209	H12C52	SB_2N1	239162.69	3184135.97	28.7583111	-113.67129	100	583.3	250	0.17143	0.01436	0.9	30.96376	C.C
210	H12C52	SB_2N1	235495.18	3176777.87	28.6912222	-113.70710	100	583.3	250	0.17143	0.01436	0.9	30.96376	C.C
211	H12C52	SB_3N1	242911.38	3167754.8	28.6113583	-113.62924	120	583.3	150	0.20571	0.01415	0.9	28.97971	C.C
212	H12C52	SB_3N1	242500.92	3165401.5	28.5900583	-113.63290	100	366.7	50	0.27273	0.00407	0.9	32.27564	C.C
213	H12C41	SB_1NW-N	218426.23	3227177.38	29.1419472	-113.89421	60	566.7	200	0.10588	0.00745	0.7	18.12186	C.C
214	H12C41	SB_1NW-N	226245.66	3220972.59	29.0877222	-113.81240	120	550.0	150	0.21818	0.01280	1.0	30.96376	C.C
215	H12C63	SB_2NE	271796.87	3180014.23	28.7273333	-113.33649	100	375.0	50	0.26667	0.00424	0.9	31.60750	C.C
216	H12C63	SB_3NE	285125.84	3169453.81	28.6343694	-113.19812	40	158.3	50	0.25263	0.00037	0.6	36.44444	C.C
217	H12C63	SB_3NE	282385.84	3156296.09	28.5152333	-113.22363	60	283.3	150	0.21176	0.00228	0.5	41.98721	C.C
218	H12C61	SB_3NW-N	236267.51	3167174.35	28.6047917	-113.69699	140	466.7	100	0.30000	0.01006	0.9	37.36667	C.C
219	H12C61	SB_3NW-N	236267.20	3167166.67	28.6047917	-113.69699	40	366.7	250	0.10909	0.00302	0.9	34.43899	C.C
220	H12C61	SB_3NW-N	236247.94	3161988.87	28.5580333	-113.69599	100	300.0	50	0.33333	0.00281	0.7	38.65981	C.C
221	H12C71	SB_3NW	220316.99	3164015.07	28.5729694	-113.85917	40	175.0	50	0.22857	0.00044	0.8	32.61924	C.C
222	H12C82	SB_4NW-N	231759.52	3155010.39	28.4941944	-113.74020	20	105.0	0	0.19048	0.00006	0.7	20.88718	C.C
223	H12C72	SB_5N	258470.68	3126013.36	28.2379139	-113.46151	160	700.0	25	0.22857	0.02128	0.6	25.36442	C.C
224	H12C51	SB_4N	259619.29	3136935.71	28.3366278	-113.45207	200	1066.7	100	0.18750	0.06568	0.4	22.47943	C.C
225	H12C41	SB_2NW-N	232312.05	3203649.92	28.9328417	-113.74600	120	583.3	100	0.20571	0.01284	0.9	26.40678	C.C
226	H12C41	SB_1NW-N	225461.41	3223163.87	29.1065583	-113.82099	120	583.3	100	0.20571	0.01284	0.9	26.40678	C.C
227	H12C82	SB5NW-N	253718.00	3124919.00	28.2287222	-113.50967	260	1833.3	400	0.14182	0.28958	0.7	19.94030	C.C

Mapa INEGI (código): Hoja de 1:50 000 de INEGI; Estéreo par (código): numero del segmento del estéreo par correspondiente; H: altura de los centros eruptivos en metros

Wco: diámetro basal en metros; Wcr: diámetro del cráter en metros; H/Wco: relación diámetro basal / altura; Elipsoidad: razón entre el Wco_max / Wco_min;

Pendiente: pendiente promedio en grados; Tipos de edificios volcánicos: C.C: cono cinerítico; M.V: Meseta volcánica.

APENDICE 6.

FECHAMIENTOS ISOTOPICOS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

1. Metodología de los análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Se separaron 9 muestras de roca total de un total de 11 muestras compuestas principalmente por basalto-andesitas, andesitas y traquiandesitas recolectadas en el campo volcánico de San Borja, en Baja California central (Figura 14, Cáp. 3). Estas muestras de roca total fueron pre-tratadas y concentradas mediante técnicas estandarizadas de laboratorio. Posteriormente, se realizó la selección a mano bajo el microscopio de fracciones en mallas de 40-60-80 y 100 mm en el laboratorio de separación de minerales del CICESE. Las muestras separadas fueron cargadas en paquetes de papel aluminio en forma de discos que fueron apilados en un contenedor de 11.5 cm. de largo y 2.0 cm. de diámetro. En este empaque, las muestras fueron irradiadas durante 14.5 horas, por un flujo de neutrones rápidos en la posición 5C del reactor nuclear McMaster en Hamilton, Canadá. Los análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fueron realizados utilizando la técnica estandarizada de calentamiento por pasos con Láser descrita por Clark et al. (1998) en el Laboratorio de Investigación de Geocronología de Queen's University en Kingston, Ontario, Canadá. Siguiendo esta metodología, los estándares se colocaron en intervalos de 1 cm. a lo largo del contenedor. Se determinaron los valores “j” para cada muestra usando una interpolación polinomial de segundo orden. Los valores j característicos están en el rango de 0.003 a 0.03 y variaban por menos del 10% a lo largo de la cápsula contenedora (no se midieron los gradientes por flujos laterales, ya que éstos son mínimos en el corazón del reactor). Para la fusión de los estándares y el calentamiento por pasos utilizando el láser, las muestras se montaron en un contenedor de aluminio incrustado en una cámara de acero inoxidable conectada a un sistema de purificación y alto vacío. Los periodos de calentamiento tenían una duración aproximadamente 3 minutos con incrementos en la potencia de 0.25 a 7 W. El gas resultante fue enviado, después de su purificación, a un espectrómetro de masas MAP 216 (con una fuente Baur Signer y un multiplicador de electrones). Las fracciones de gas extraídas son típicamente $<10 \times 10^{-13}$, $<0.5 \times 10^{-13}$, $<0.5 \times 10^{-13}$, y $<0.5 \times 10^{-13}$ cm.⁻³ STP para las masas 40, 39, 37, y 36, respectivamente.

La altura de los picos de argón medidos fue extrapolada a un tiempo cero, y normalizada a la razón de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosférico (295.5). Se usaron los valores medidos para el argón atmosférico y se corrigieron para el ^{40}Ar inducido por neutrones, el ^{39}Ar y el ^{36}Ar del calcio (usando las razones de producción según Onstott y Peacock, 1987), y para el ^{36}Ar del cloro (Roddick, 1983). Las fechas y los errores fueron calculados utilizando las fórmulas de Dalrymple et al. (1981) y las constantes recomendadas por Steiger y Jäger (1977). Por otro lado, los análisis de correlación isotópica están basados en las fórmulas y la propagación de error propuestas por Hall (1981) y la regresión de York (1969). Los errores que se presentan en los espectros de edad y los diagramas de correlación isotópica representan una precisión analítica de 2σ , suponiendo que los errores en las edades en los estándares son cero. Esto es ideal para la comparación de la variación de los espectros y para determinar qué pasos constituyen una meseta (McDougall y Harrison, 1988, p. 89). Una estimación conservadora del error en los valores-j es de 0.5 %, mismo que puede ser considerado en la comparación entre muestras. Las fechas y los valores-j para los estándares intra-laboratorio (e.g., MAC-83 biotita de 24.36 Ma) están referenciados al sanidino TCR de 28.0 Ma (Baksi et al., 1996) para muestras jóvenes y para muestras viejas a la hornblenda Hb3Gr hornblenda de 1071 Ma (Roddick, 1983).

2. Resultados

Los datos de las 9 muestras analizadas se muestran en las tablas y figuras A6.1 a A6.9. Todos los datos han sido corregidos por interferencias inducidas por neutrones, discriminación de masa y muestra calibrada. Para los propósitos de este trabajo, se definió una edad de meseta cuando las edades aparentes de al menos tres pasos consecutivos que contuvieran un mínimo del 70 % de $^{39}\text{Ar}_k$ liberado, se encontraba dentro de dos veces la desviación estándar (2σ) de la edad de meseta integrada para el segmento. Una “pseudomeseta” sigue los requerimientos de una edad de meseta pero contiene un porcentaje de $^{39}\text{Ar}_k$ liberado que puede ser menor al 70%. Los errores mostrados en las Tablas A6.1 a A6.9, en el espectro de edades y los diagramas de correlación isotópicos representan una precisión analítica de $\pm 2\sigma$.

AOR-1072: SB-01 Wr 60/80

Run date: 2007/07/19 Can/Dos: 205/M10 J Value: 0.002864
 Printed: 2007/07/30 Mass: 21.0 mg $\pm$ 0.000016

Volume ^{39}K : 4.57 x 1E-10 cm³ NTP Approx. 2.94% K
 Integrated Age: 4.45 $\pm$ 0.49 Ma 7.84% Ca

Initial $^{40}/^{36}$: 296.47 $\pm$ 537.90 (MSWD = 0.87, isochron between 0.00 and 3.00)
 Correlation Age: 5.65 $\pm$ 6.81 Ma (41.9% of ^{39}Ar , steps marked by >) MSWD 0.589

Plateau Age: 5.85 $\pm$ 0.46 Ma (41.9% of ^{39}Ar , steps marked by <) Mod. err. 0.56

Power	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	r	Ca/K	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$	Age
1.00	0.003403 $\pm$ 0.000047	0.018213 $\pm$ 0.000099	0.240	1.545	100.50	6.85	-0.304 $\pm$ 0.713	-1.57 $\pm$ 3.69
2.00	0.003252 0.000044	0.051960 0.000165	0.035	1.736	95.92	14.46	0.756 0.256	3.90 1.32
2.50	0.003135 0.000043	0.082535 0.000222	0.026	1.580	92.41	22.14	0.892 0.159	4.60 0.82
< 3.00>	0.003027 0.000046	0.100181 0.000342	0.027	1.744	89.16	12.86	1.055 0.138	5.44 0.71
< 3.50>	0.002972 0.000068	0.103939 0.000372	0.027	2.091	87.53	9.38	1.174 0.192	6.05 0.99
< 4.00>	0.002981 0.000060	0.102030 0.000364	0.029	2.568	87.80	9.10	1.169 0.174	6.03 0.90
< 5.00>	0.003011 0.000058	0.094687 0.000333	0.036	3.786	88.68	10.55	1.168 0.180	6.03 0.93
7.00	0.003208 0.000045	0.076379 0.000225	0.041	6.228	94.55	14.66	0.685 0.174	3.53 0.90

Power	^{40}Ar	^{39}Ar	^{38}Ar	^{37}Ar	^{36}Ar	Blank ^{40}Ar	Atmos $^{40}/^{36}$
1.00	17.255 $\pm$ 0.012	0.315 $\pm$ 0.001	0.040 $\pm$ 0.001	0.005 $\pm$ 0.000	0.061 $\pm$ 0.001	0.053	287.137
2.00	12.788 0.008	0.665 0.002	0.028 0.001	0.011 0.000	0.043 0.001	0.053	287.137
2.50	12.346 0.009	1.019 0.003	0.031 0.001	0.015 0.000	0.040 0.001	0.053	287.137
< 3.00>	5.937 0.005	0.592 0.002	0.017 0.000	0.010 0.000	0.019 0.000	0.053	287.137
< 3.50>	4.190 0.004	0.432 0.001	0.014 0.000	0.009 0.000	0.013 0.000	0.053	287.137
< 4.00>	4.140 0.004	0.419 0.001	0.016 0.000	0.010 0.000	0.013 0.000	0.052	287.137
< 5.00>	5.156 0.005	0.486 0.002	0.023 0.000	0.017 0.000	0.016 0.000	0.052	287.137
7.00	8.830 0.005	0.675 0.002	0.040 0.000	0.038 0.000	0.030 0.000	0.053	287.137

Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP.

All errors are 2 x standard error.

Initial 3 28-Mar-02

Tabla A6.1. Resultados del análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra SB_001. Los volúmenes medidos están expresados en 1E-10 cm³ NTP y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar

AOR-1072: SB-01 Wr 60/80

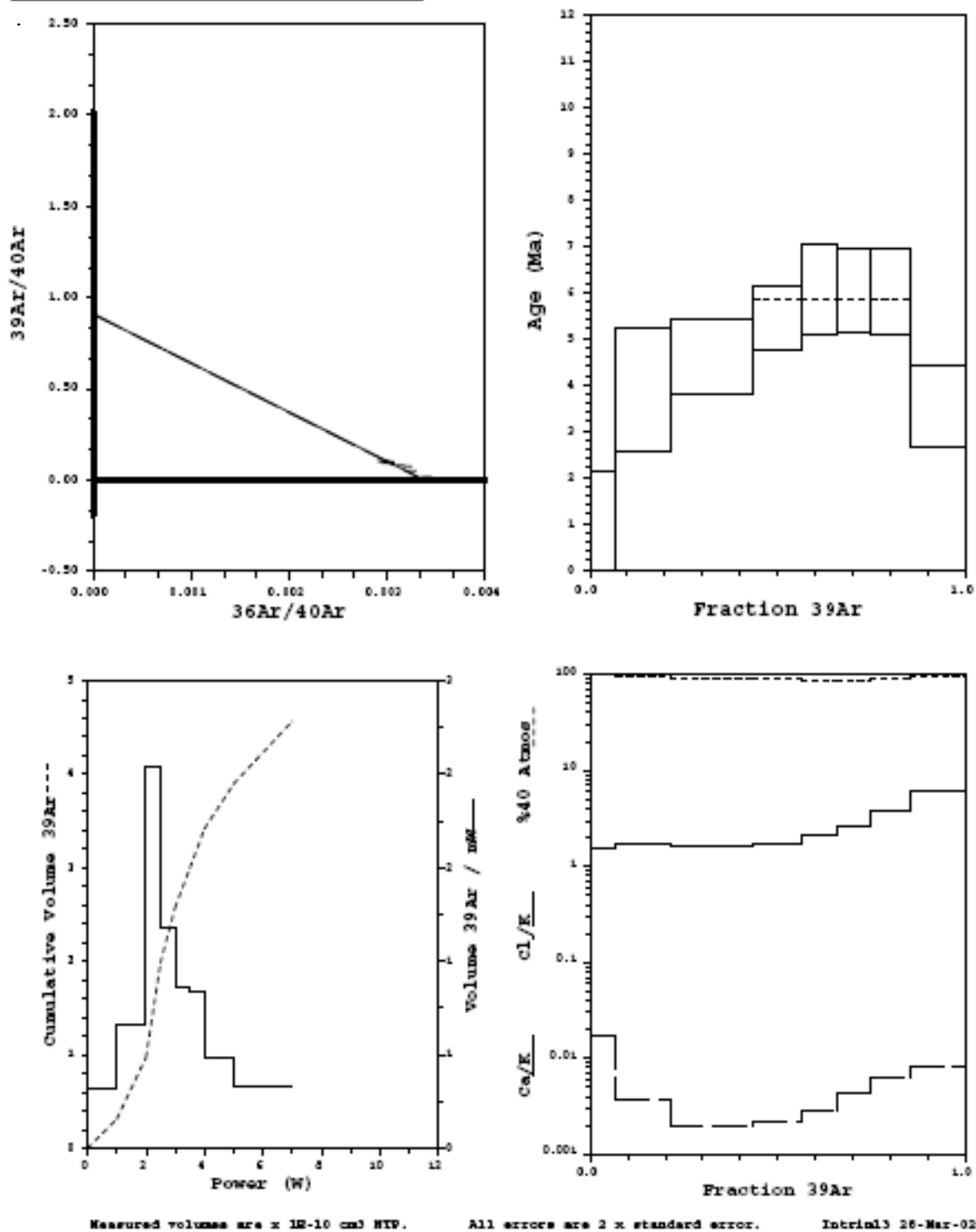


Figura A6.1. Diagramas de correlación isotópica para la muestra SB_001. Los volúmenes medidos están expresados en $1\text{E}-10 \text{ cm}^3 \text{ NTP}$ y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar.

AOR-1070: SB-03 Wr 40/60

Run date: 2007/07/16 Can/Poa: 205/M9 J Value: 0.002663
 Printed: 2007/07/30 Mass: 21.0 mg ± 0.000016

Volume 39K: 3.26×10^{-10} cm³ NTP Approx. 2.09% K
 Integrated Age: 8.24 ± 0.26 Ma 13.89% Ca

Initial 40/36: 297.79 ± 207.12 (MWD = 0.16, isochron between 0.16 and 2.63)
 Correlation Age: 8.45 ± 3.21 Ma (47.0% of 39Ar, steps marked by >) MWD 0.169
 Plateau Age: 8.54 ± 0.50 Ma (77.1% of 39Ar, steps marked by <) Mod. err. 0.66

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	r	Ca/K	%40Ar	%39Ar	40Ar*/39K	Age
1.00	0.002844 $\pm$ 0.000047	0.114997 $\pm$ 0.000036	0.022	1.779	83.57	22.92	1.404 $\pm$ 0.122	7.24 $\pm$ 0.62
< 1.50	0.002401 0.000062	0.142309 0.000519	0.029	4.597	76.34	16.60	1.639 0.128	8.45 0.66
< 2.00>	0.002404 0.000085	0.173826 0.000599	0.024	6.114	70.49	14.24	1.677 0.143	8.64 0.73
< 2.50>	0.002240 0.000129	0.197379 0.000982	0.031	6.063	65.59	6.99	1.724 0.191	8.88 0.98
< 3.00>	0.002149 0.000153	0.224805 0.001318	0.027	6.920	62.93	6.64	1.634 0.198	8.42 1.02
< 4.00>	0.002001 0.000164	0.252001 0.001296	0.018	7.977	59.41	7.36	1.633 0.191	8.41 0.98
< 5.00>	0.001850 0.000119	0.271745 0.001152	0.021	8.670	53.91	11.75	1.680 0.128	8.65 0.66
< 7.00	0.001953 0.000111	0.261939 0.001090	0.029	15.817	56.97	11.48	1.626 0.123	8.38 0.62

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
1.00	6.555 $\pm$ 0.005	0.752 $\pm$ 0.002	0.110 $\pm$ 0.001	0.013 $\pm$ 0.000	0.020 $\pm$ 0.000	0.040	287.137
< 1.50	3.853 0.004	0.544 0.002	0.067 0.001	0.024 0.000	0.011 0.000	0.040	287.137
< 2.00>	2.719 0.003	0.467 0.001	0.050 0.001	0.027 0.000	0.007 0.000	0.040	287.137
< 2.50>	1.199 0.003	0.229 0.001	0.023 0.000	0.013 0.000	0.003 0.000	0.040	287.137
< 3.00>	1.007 0.003	0.219 0.001	0.022 0.000	0.015 0.000	0.003 0.000	0.040	287.137
< 4.00>	0.996 0.003	0.241 0.001	0.025 0.000	0.018 0.000	0.003 0.000	0.040	287.137
< 5.00>	1.456 0.003	0.395 0.001	0.042 0.001	0.011 0.000	0.004 0.000	0.040	287.137
< 7.00	1.722 0.003	0.442 0.002	0.049 0.001	0.064 0.001	0.005 0.000	0.040	287.137

Measured volumes are $\times 10^{-10}$ cm³ NTP.All errors are 2 $\times$ standard error.

Intrins 28-Mar-02

Tabla A6.2. Resultados del análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra SB_003. Los volúmenes medidos están expresados en 10^{-10} cm³ NTP y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar.

AOR-1070: SB-03 Wr 40/60

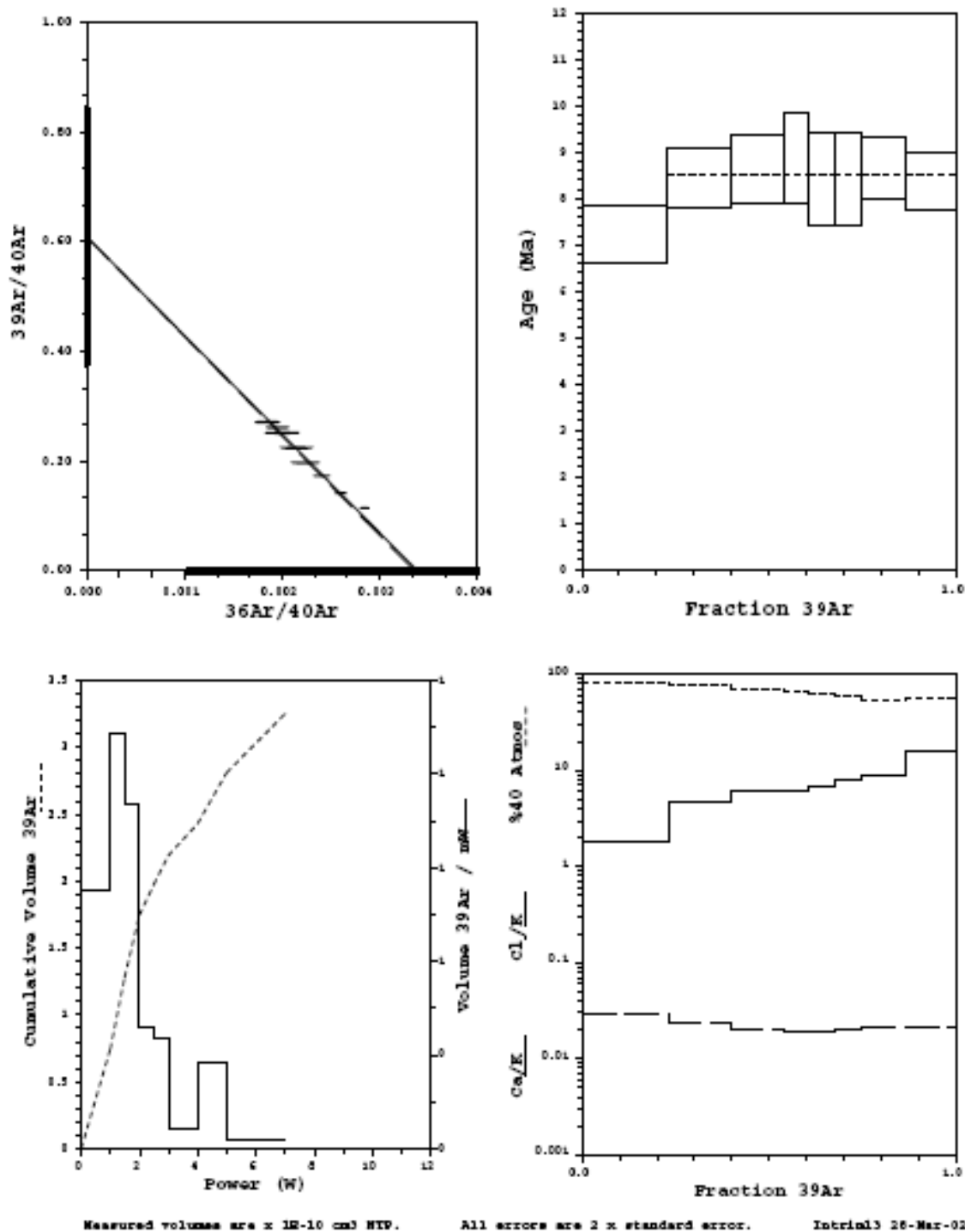


Figura A6.2. Diagramas de correlación isotópica para la muestra SB_003. Los volúmenes medidos están expresados en $1\text{E}-10$ cm³ NTP y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar.

AOR-1069: SB-04 Wr 40/60

Run date: 2007/07/18

Can/Pom: 205/M7

J Value: 0.002883

Printed: 2007/07/30

Mass: 12.0 mg

± 0.000016

Volume 39K: 5.50 x 1E-10 cm³ NTP

Approx. 6.18% K

Integrated Age: 9.22 ± 0.72 Ma

14.06% Ca

Initial 40/36: 293.75 ± 15.11 (MSWD = 1.10, isochron between 0.00 and 3.00)

Correlation Age: 9.61 ± 0.20 Ma (100.0% of 39Ar, steps marked by >)

MSWD 0.356

Plateau Age: 9.64 ± 0.13 Ma (76.9% of 39Ar, steps marked by <)

Mod. err. 0.19

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	r	Ca/K	%40Ar	%39Ar	40Ar*/39K	Age
2.00	0.001269±0.000046	0.022450±0.000104	0.115	2.389	96.53	23.06	1.516±0.601	7.81±3.09
< 3.00	0.001108 0.000037	0.357440 0.000015	0.009	1.941	32.38	36.18	1.882 0.011	9.69 0.16
< 4.00	0.000641 0.000056	0.435196 0.001237	0.002	1.583	18.67	22.48	1.863 0.038	9.60 0.20
< 7.00	0.001151 0.000063	0.354430 0.001088	0.013	3.656	33.57	18.28	1.864 0.052	9.60 0.27

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
2.00	56.552±0.039	1.176±0.005	0.059±0.001	0.029±0.001	0.192±0.002	0.041	287.137
< 3.00	5.667 0.005	2.003 0.004	0.031 0.000	0.036 0.000	0.007 0.000	0.041	287.137
< 4.00	1.920 0.004	1.244 0.003	0.024 0.000	0.029 0.000	0.002 0.000	0.041	287.137
< 7.00	2.906 0.004	1.012 0.003	0.033 0.000	0.035 0.001	0.004 0.000	0.041	287.137

Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP.

All errors are 2 x standard error.

Intrinsic 26-Mar-02

Tabla A6.3. Resultados del análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra SB_004. Los volúmenes medidos están expresados en 1E-10 cm³ NTP y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar.

AOR-1069: SB-04 Wr 40/60

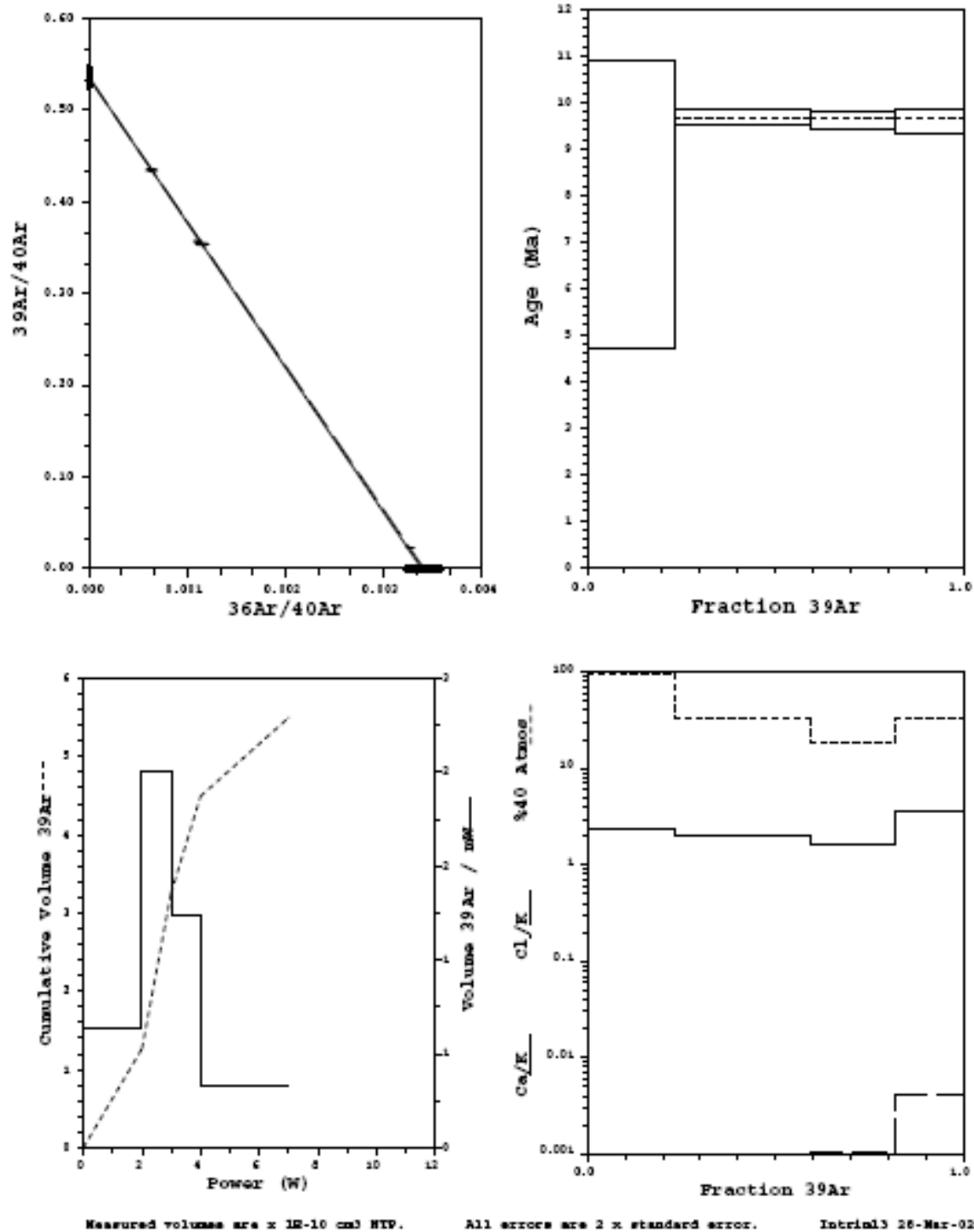


Figura A6.3. Diagramas de correlación isotópica para la muestra SB_004. Los volúmenes medidos están expresados en $1\text{E}-10 \text{ cm}^3 \text{ NTP}$ y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar.

AOR-1073: SB-05 Wr 60/80

Run date: 2007/07/23
Printed: 2007/07/30Can/Poa: 205/M11
Mass: 21.0 mgJ Value: 0.002864
± 0.000016Volume 39K: 7.41 x 1E-10 cm³ NTP

Approx. 4.75% K

Integrated Age: 9.39 ± 0.13 Ma

10.68% Ca

Initial 40/36: 266.34 ± 61.25 (MWD = 0.43, isochron between 0.16 and 2.63)

Correlation Age: 9.78 ± 0.84 Ma (67.6% of 39Ar, steps marked by >)

MWD 0.470

Plateau Age: 9.55 ± 0.13 Ma (67.6% of 39Ar, steps marked by <)

Mod. err. 0.20

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	r	Ca/K	%40Ar	%39Ar	40Ar*/39K	Age
1.00								
2.00								
< 2.50>								
< 3.00>								
< 3.50>								
< 4.00>								
< 4.50>								
7.00								

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
1.00	0.028±0.002	0.000±0.000	0.000±0.000	0.001±0.000	0.000±0.000	0.027	287.127
2.00	0.252 0.007	1.373 0.003	0.024 0.000	0.013 0.000	0.021 0.000	0.027	287.127
< 2.50>	3.242 0.004	0.906 0.002	0.015 0.000	0.008 0.000	0.006 0.000	0.045	287.127
< 3.00>	4.110 0.004	1.299 0.003	0.022 0.000	0.010 0.000	0.006 0.000	0.045	287.127
< 3.50>	2.675 0.004	0.996 0.002	0.017 0.000	0.007 0.000	0.004 0.000	0.045	287.127
< 4.00>	3.100 0.004	0.953 0.003	0.022 0.000	0.010 0.000	0.005 0.000	0.045	287.127
< 4.50>	4.095 0.004	1.005 0.003	0.032 0.000	0.017 0.000	0.008 0.000	0.045	287.127
7.00	6.290 0.004	1.038 0.002	0.049 0.001	0.077 0.001	0.017 0.000	0.045	287.127

Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP.

All errors are 2 x standard error.

Intrins3 26-Mar-02

Tabla A6.4. Resultados del análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra SB_005. Los volúmenes medidos están expresados en 1E-10 cm³ NTP y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar.

AOR-1073: SB-05 Wt 60/80

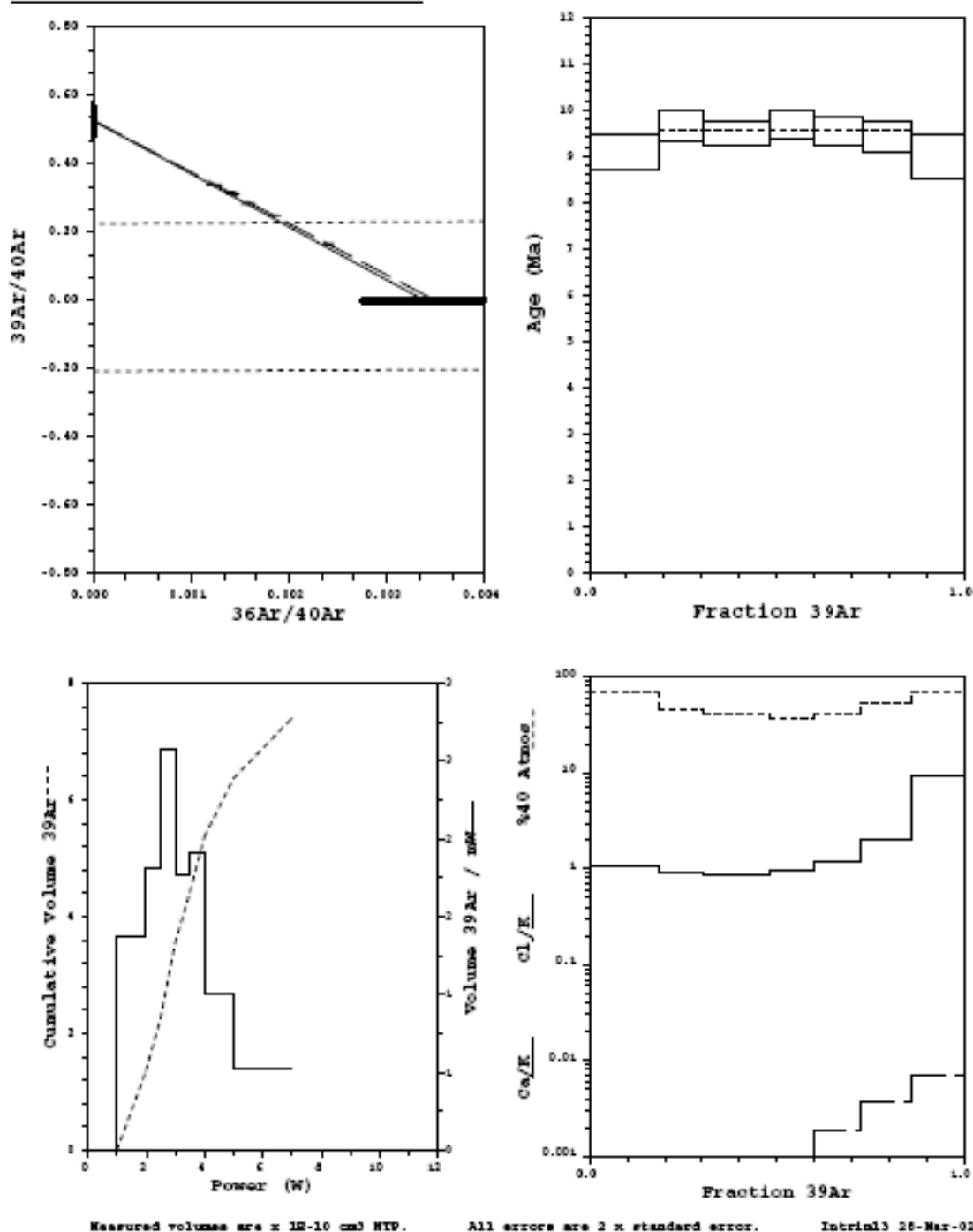


Figura A6.4. Diagramas de correlación isotópica para la muestra SB_005. Los volúmenes medidos están expresados en $1\text{E}-10 \text{ cm}^3 \text{ NTP}$ y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar

AOR-1074: SB-06 Wr 60/80

Run date: 2007/07/24
Printed: 2007/07/30Can/Poa: 205/W12
Mass: 22.0 mgJ Value: 0.002664
± 0.000016Volume 39K: 6.15 x 1E-10 cm³ NTP
Integrated Age: 10.00 ± 0.23 MaApprox. 3.77% K
11.51% CaInitial 40/36: 293.79 ± 34.06 (MSWD = 0.42, isochron between 0.29 and 2.41)
Correlation Age: 10.57 ± 0.55 Ma (64.1% of ³⁹Ar, steps marked by >)

MSWD 0.376

Plateau Age: 10.53 ± 0.20 Ma (64.1% of ³⁹Ar, steps marked by <)

Mod. err. 0.30

Power	³⁶ Ar/ ⁴⁰ Ar	³⁹ Ar/ ⁴⁰ Ar	r	Ca/K	% ⁴⁰ Atm	% ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ K	Age
1.00	0.001128±0.000047	0.023805±0.000109	0.219	2.069	98.25	4.86	0.705±0.539	3.64±2.78
2.00	0.002797 0.000044	0.093799 0.000279	0.023	1.501	92.35	11.30	1.957 0.141	9.57 0.72
< 2.50>	0.002149 0.000048	0.152496 0.000400	0.021	1.324	69.01	13.93	2.011 0.094	10.36 0.48
< 3.00>	0.001791 0.000068	0.227993 0.000704	0.014	1.149	52.49	11.16	2.069 0.089	10.66 0.45
< 3.50>	0.001601 0.000103	0.254400 0.001075	0.011	1.259	46.97	6.98	2.074 0.119	10.69 0.61
< 4.00>	0.001474 0.000101	0.274970 0.001105	0.010	1.639	43.12	7.98	2.056 0.108	10.59 0.56
< 5.00>	0.001296 0.000076	0.301176 0.000962	0.013	2.775	37.59	11.63	2.061 0.074	10.62 0.38
< 6.00>	0.001329 0.000076	0.301639 0.000953	0.011	3.905	38.94	12.55	2.016 0.074	10.39 0.38
7.00	0.001621 0.000051	0.266940 0.000709	0.019	7.345	47.44	19.71	1.955 0.056	10.07 0.29

Power	⁴⁰ Ar	³⁹ Ar	³⁸ Ar	³⁷ Ar	³⁶ Ar	Blank ⁴⁰ Ar	Atmos ⁴⁰ /36
1.00	12.597±0.009	0.301±0.001	0.039±0.001	0.006±0.000	0.041±0.001	0.044	287.127
2.00	7.469 0.005	0.699 0.002	0.051 0.000	0.009 0.000	0.022 0.000	0.044	287.127
< 2.50>	5.684 0.005	0.962 0.002	0.054 0.001	0.010 0.000	0.014 0.000	0.044	287.127
< 3.00>	3.074 0.004	0.690 0.002	0.032 0.000	0.007 0.000	0.006 0.000	0.044	287.127
< 3.50>	1.744 0.003	0.422 0.002	0.016 0.000	0.005 0.000	0.003 0.000	0.045	287.127
< 4.00>	1.921 0.003	0.497 0.002	0.017 0.000	0.007 0.000	0.003 0.000	0.044	287.127
< 5.00>	2.438 0.004	0.719 0.002	0.025 0.000	0.017 0.000	0.004 0.000	0.044	287.127
< 6.00>	2.622 0.004	0.777 0.002	0.029 0.000	0.025 0.000	0.004 0.000	0.044	287.127
7.00	4.610 0.004	1.219 0.003	0.049 0.001	0.073 0.001	0.009 0.000	0.045	287.127

Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP.

All errors are 2 x standard error.

Intrinal3 26-Mar-02

Tabla A6.5. Resultados del análisis ⁴⁰Ar/³⁹Ar para la muestra SB_006. Los volúmenes medidos están expresados en 1E-10 cm³ NTP y todos los errores están contemplados en ±2σ del error estándar.

AOR-1074: SB-06 Wr 60/80

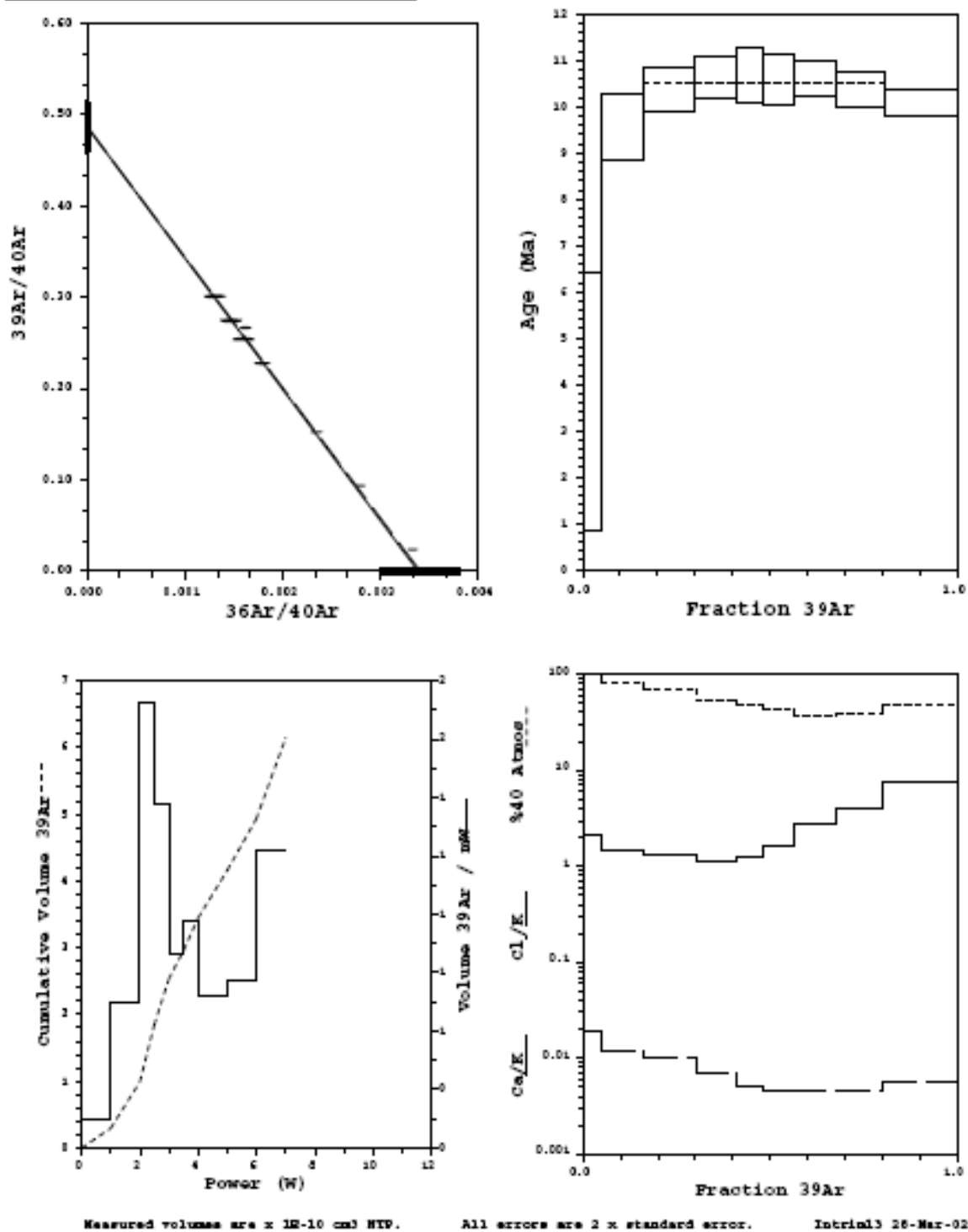


Figura A6.5. Diagramas de correlación isotópica para la muestra SB_006. Los volúmenes medidos están expresados en $1\text{E}-10 \text{ cm}^3 \text{ NTP}$ y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar

AOR-1077: SB-08 Wr 80/100

Run Date: 2007/07/27 Cmp/Pos: 205/M13 J Value: 0.002666
 Printed: 2007/07/30 Mass: 17.0 mg ± 0.000016

Volume 39K: 5.57 x 1E-10 cm³ NTP Approx. 4.41% K
 Integrated Age: 6.50 $\pm$ 0.16 Ma 13.49% Ca
 Initial 40/36: 294.75 $\pm$ 197.96 (MSWD = 0.16, isochron between 0.29 and 2.41)
 Correlation Age: 6.61 $\pm$ 0.65 Ma (60.3% of 39Ar, steps marked by >) MSWD 0.055
 Plateau Age: 6.64 $\pm$ 0.12 Ma (60.3% of 39Ar, steps marked by <) Mod. err. 0.43

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	r	Ca/K	%40Ar	%39Ar	40Ar*/39K	Age
1.00	0.003293 $\pm$ 0.000044	0.039474 $\pm$ 0.000154	0.112	2.740	97.19	0.13	0.693 $\pm$ 0.117	2.53 $\pm$ 1.64
< 1.50>	0.001266 0.000102	0.464359 0.001632	0.012	2.303	37.45	12.30	1.336 0.065	6.99 0.34
< 2.00>	0.000789 0.000092	0.579340 0.001919	0.003	2.003	22.96	13.93	1.325 0.047	6.94 0.24
< 2.50>	0.000510 0.000056	0.644156 0.004108	0.020	1.823	14.63	25.27	1.321 0.027	6.82 0.14
< 3.00>	0.000460 0.000121	0.653143 0.002356	-0.001	1.500	12.93	14.90	1.329 0.055	6.96 0.28
< 3.50>	0.000639 0.000146	0.615491 0.003165	-0.001	1.799	17.79	8.20	1.331 0.070	6.87 0.36
< 4.00>	0.001056 0.000183	0.532929 0.003119	0.007	2.815	29.37	5.81	1.317 0.101	6.80 0.52
5.00	0.001551 0.000236	0.460490 0.002929	0.016	5.014	43.29	4.63	1.219 0.150	6.29 0.77
6.00	0.001937 0.000250	0.397740 0.003592	0.022	9.219	51.25	2.35	1.242 0.264	6.41 1.36
7.00	0.002074 0.000214	0.352755 0.001909	0.025	19.349	59.33	4.57	1.164 0.176	6.01 0.91

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
1.00	11.508 $\pm$ 0.010	0.456 $\pm$ 0.002	0.021 $\pm$ 0.000	0.011 $\pm$ 0.000	0.029 $\pm$ 0.000	0.025	297.127
< 1.50>	1.521 0.003	0.699 0.002	0.013 0.000	0.013 0.000	0.003 0.000	0.026	297.127
< 2.00>	1.397 0.002	0.790 0.002	0.019 0.000	0.013 0.000	0.002 0.000	0.025	297.127
< 2.50>	1.252 0.008	1.416 0.007	0.044 0.001	0.021 0.000	0.002 0.000	0.025	297.127
< 3.00>	1.312 0.003	0.929 0.002	0.052 0.001	0.011 0.000	0.001 0.000	0.026	297.127
< 3.50>	0.791 0.002	0.460 0.002	0.051 0.001	0.007 0.000	0.001 0.000	0.025	297.127
< 4.00>	0.642 0.002	0.326 0.001	0.070 0.001	0.008 0.000	0.001 0.000	0.025	297.127
5.00	0.592 0.002	0.260 0.001	0.089 0.001	0.011 0.000	0.001 0.000	0.025	297.127
6.00	0.365 0.002	0.131 0.001	0.067 0.001	0.010 0.000	0.001 0.000	0.025	297.127
7.00	0.749 0.002	0.256 0.001	0.136 0.001	0.016 0.001	0.003 0.000	0.025	297.127

Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP. All errors are 2 x standard error. Internal 26-Mar-02

Tabla A6.6. Resultados del análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra SB_008. Los volúmenes medidos están expresados en 1E-10 cm³ NTP y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar.

AOR-1077: SB-08 Wr 80/100

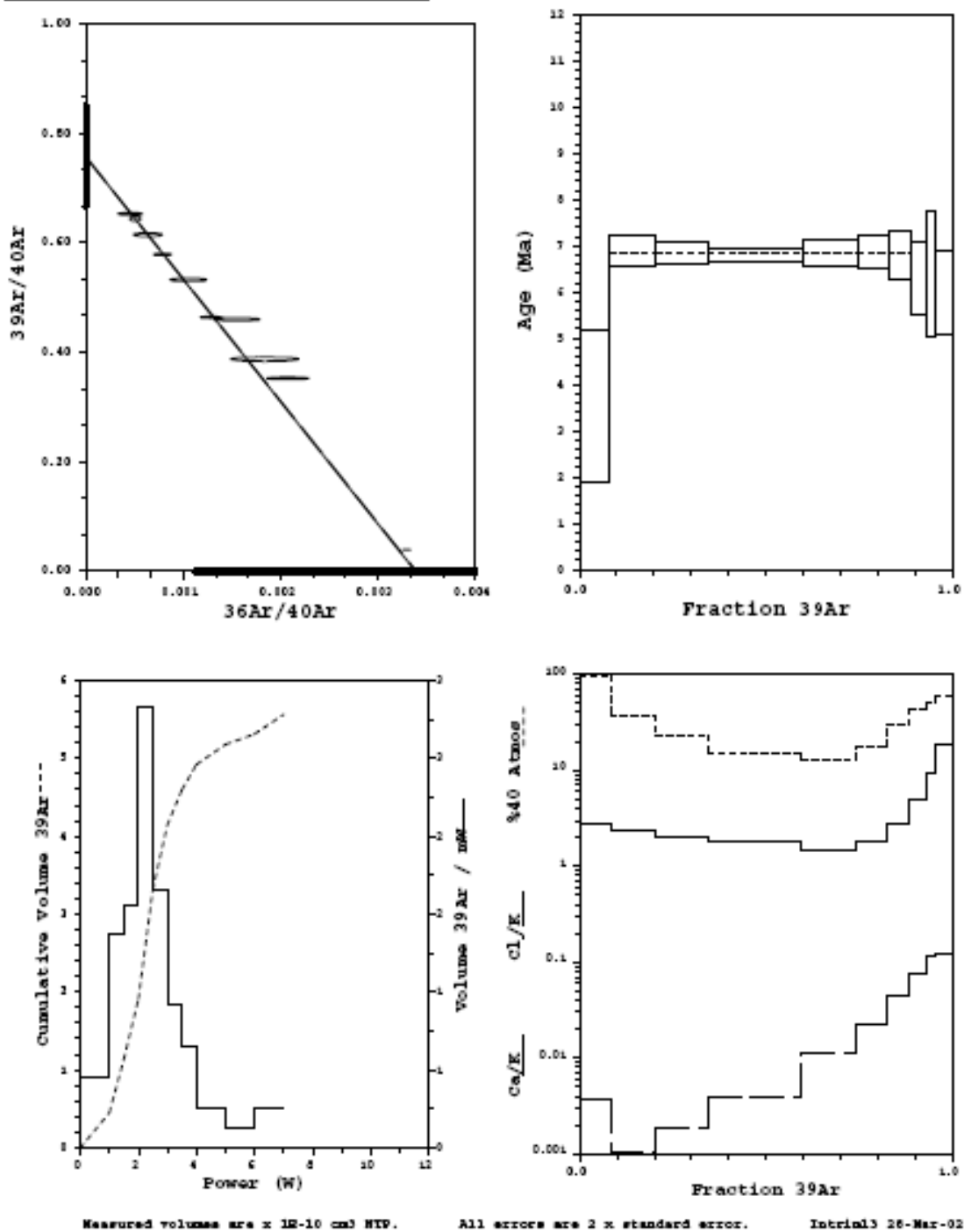


Figura A6.6. Diagramas de correlación isotópica para la muestra SB_008. Los volúmenes medidos están expresados en $1\text{E-}10$ cm³ NTP y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar

AOR-1075: SB-09 Wr 60/80

Run date: 2007/07/25
Printed: 2007/07/30

Can/Pow: 205/ML3
Mass: 20.0 mg

J Value: 0.002665
± 0.000016

Volume 39K: 7.11 x 1E-10 cm³ NTP
Integrated Age: 3.85 ± 0.16 Ma

Approx. 4.79% K
10.29% Ca

Initial 40/36: 268.31 ± 245.49 (MSWD = 0.17, isochron between 0.29 and 2.41)
Correlation Age: 3.84 ± 1.36 Ma (51.1% of 39Ar, steps marked by >)

MSWD 0.272

Platenu Age: 3.57 ± 0.16 Ma (51.1% of 39Ar, steps marked by <)

Mod. err. 0.30

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	z	Ca/K	%40Ar	%39Ar	40Ar*/39K	Age
1.00	0.001240±0.000043	0.045578±0.000147	0.076	1.246	95.60	10.49	0.936±0.278	4.83±1.43
2.00	0.001641 0.000063	0.662015 0.001746	0.015	0.937	47.53	26.76	0.779 0.028	4.02 0.15
2.50	0.000961 0.000155	0.974336 0.004016	-0.002	0.919	27.54	11.66	0.735 0.047	3.80 0.24
< 3.00>	0.001168 0.000185	0.922204 0.004652	0.004	1.090	33.51	9.57	0.711 0.059	3.67 0.31
< 3.50>	0.001397 0.000229	0.931747 0.004507	0.005	1.549	40.13	7.37	0.709 0.081	3.65 0.42
< 4.00>	0.001627 0.000232	0.759177 0.004270	0.013	2.399	46.94	7.11	0.686 0.090	3.54 0.47
< 5.00>	0.001610 0.000197	0.756523 0.003630	0.011	3.300	46.35	8.80	0.695 0.073	3.59 0.38
< 6.00>	0.001731 0.000178	0.741723 0.003427	0.013	4.570	49.95	9.51	0.661 0.071	3.41 0.37
< 7.00>	0.001826 0.000179	0.673454 0.003131	0.016	6.276	52.73	8.74	0.686 0.078	3.54 0.40

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
1.00	16.421±0.015	0.751±0.002	0.032±0.001	0.009±0.000	0.055±0.001	0.026	287.137
2.00	1.958 0.004	1.915 0.004	0.029 0.000	0.025 0.000	0.005 0.000	0.026	287.137
2.50	0.902 0.002	0.935 0.002	0.014 0.000	0.007 0.000	0.001 0.000	0.026	287.137
< 3.00>	0.784 0.002	0.695 0.002	0.015 0.000	0.007 0.000	0.001 0.000	0.026	287.137
< 3.50>	0.671 0.002	0.527 0.002	0.014 0.000	0.006 0.000	0.001 0.000	0.026	287.137
< 4.00>	0.707 0.002	0.509 0.001	0.015 0.000	0.011 0.000	0.002 0.000	0.026	287.137
< 5.00>	0.972 0.002	0.630 0.002	0.020 0.000	0.019 0.000	0.002 0.000	0.026	287.137
< 6.00>	0.957 0.002	0.690 0.002	0.023 0.000	0.026 0.000	0.002 0.000	0.026	287.137
< 7.00>	0.966 0.002	0.626 0.002	0.022 0.000	0.032 0.001	0.003 0.000	0.026	287.137

Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP.

All errors are 2 x standard error.

Intrim3 28-Mar-02

Tabla A6.7. Resultados del análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra SB_009. Los volúmenes medidos están expresados en 1E-10 cm³ NTP y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar.

AOR-1075: SB-09 Wr 60/80

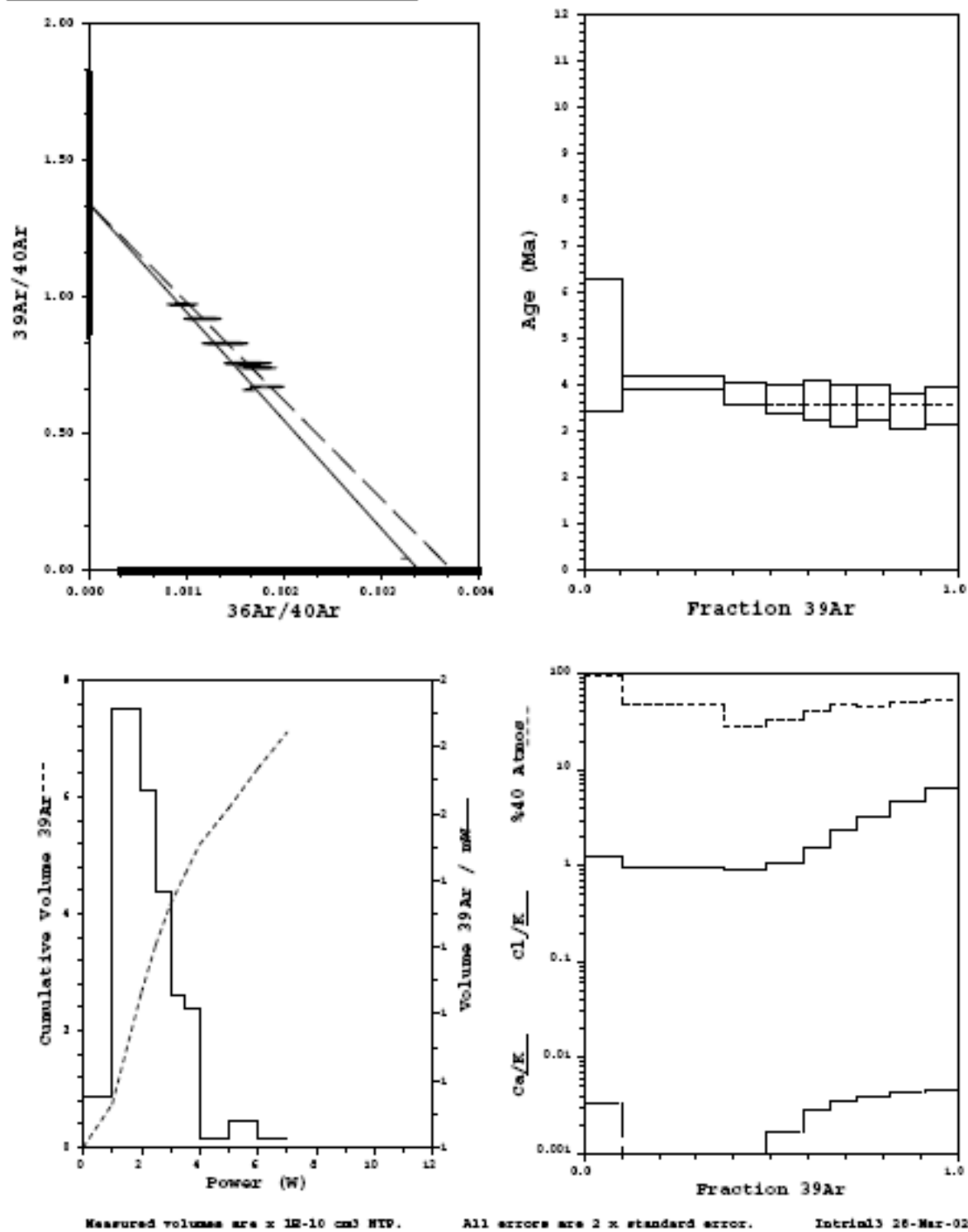


Figura A6.7. Diagramas de correlación isotópica para la muestra SB_009. Los volúmenes medidos están expresados en $1\text{E}-10 \text{ cm}^3 \text{ NTP}$ y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar

AOR-1076: SB-10 Wr 80/100

Run date: 2007/07/26
Printed: 2007/07/30Can/Poa: 205/M14
Mass: 16.0 mgJ Value: 0.002865
± 0.000016Volume 39K: 6.25 x 1E-10 cm³ NTP
Integrated Age: 3.75 ± 0.16 MaApprox. 4.68% K
12.61% CaInitial 40/36: 297.65 ± 104.30 (MSWD = 0.29, isochron between 0.37 and 2.26)
Correlation Age: 3.76 ± 0.61 Ma (67.9% of 39Ar, steps marked by >)

MSWD 0.292

Plasma Age: 3.96 ± 0.19 Ma (67.9% of 39Ar, steps marked by <)

Mod. err. 0.31

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	α	Ca/K	%40Ar	%39Ar	40Ar*/39K	Age
1.00	0.001104±0.000046	0.138592±0.000072	0.022	1.121	90.95	15.02	0.625±0.099	3.23±0.51
2.00	0.001016 0.000053	0.178432 0.000448	0.027	1.329	88.34	17.13	0.627 0.099	3.24 0.46
< 2.50>	0.002869 0.000067	0.200050 0.000612	0.021	1.290	83.95	11.79	0.777 0.099	4.01 0.51
< 3.00>	0.002835 0.000113	0.200998 0.000823	0.024	1.351	82.93	5.03	0.824 0.166	4.25 0.86
< 3.50>	0.002677 0.000131	0.263643 0.001054	0.022	1.477	78.04	5.78	0.909 0.146	4.19 0.75
< 4.00>	0.002719 0.000100	0.278877 0.000994	0.028	1.861	79.19	7.12	0.722 0.106	3.73 0.55
< 5.00>	0.002422 0.000084	0.387523 0.001294	0.019	2.629	70.07	14.36	0.751 0.064	3.69 0.32
< 6.00>	0.002333 0.000111	0.426270 0.001607	0.023	3.977	67.36	8.98	0.764 0.078	3.94 0.40
< 7.00>	0.002274 0.000091	0.441021 0.001450	0.020	7.651	65.54	14.79	0.762 0.061	3.93 0.31

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
1.00	6.822±0.005	0.944±0.002	0.329±0.002	0.009±0.000	0.022±0.000	0.024	297.127
2.00	6.055 0.006	1.077 0.002	0.163 0.001	0.012 0.000	0.019 0.000	0.024	297.127
< 2.50>	3.729 0.004	0.741 0.002	0.104 0.001	0.008 0.000	0.011 0.000	0.024	297.127
< 3.00>	1.558 0.003	0.317 0.001	0.047 0.000	0.004 0.000	0.005 0.000	0.023	297.127
< 3.50>	1.404 0.003	0.363 0.001	0.055 0.001	0.005 0.000	0.004 0.000	0.024	297.127
< 4.00>	1.622 0.003	0.448 0.001	0.068 0.001	0.007 0.000	0.005 0.000	0.024	297.127
< 5.00>	2.365 0.003	0.903 0.003	0.137 0.002	0.019 0.000	0.006 0.000	0.024	297.127
< 6.00>	1.388 0.003	0.565 0.002	0.085 0.001	0.018 0.000	0.004 0.000	0.024	297.127
< 7.00>	2.142 0.003	0.920 0.003	0.144 0.002	0.056 0.002	0.006 0.000	0.024	297.127

Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP.

All errors are 2 x standard error.

Intrial3 26-Mar-02

Tabla A6.8. Resultados del análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra SB_010. Los volúmenes medidos están expresados en 1E-10 cm³ NTP y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar

AOR-1076: SB-10 Wr 80/100

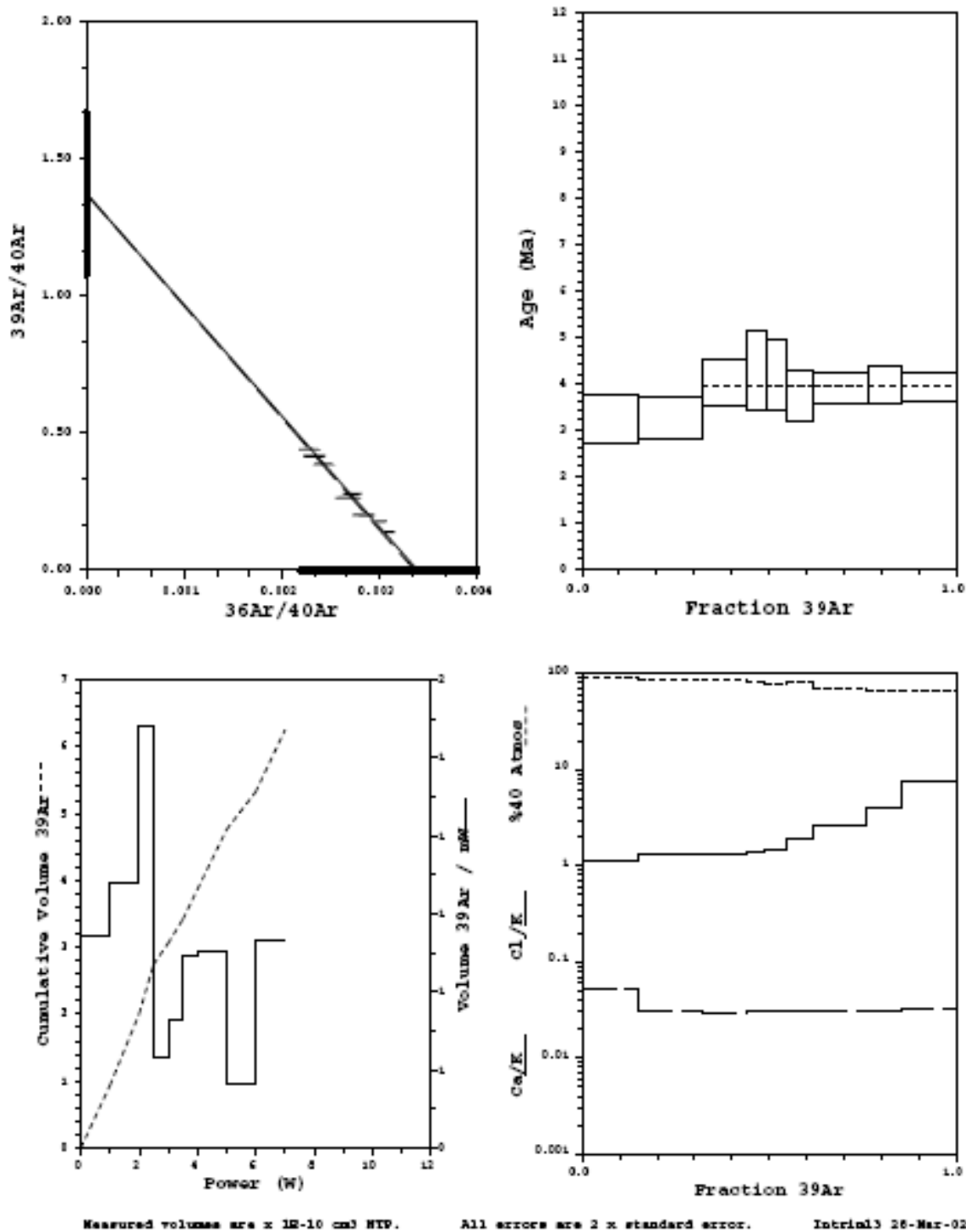


Figura A6.8. Diagramas de correlación isotópica para la muestra SB_010. Los volúmenes medidos están expresados en $1\text{E}-10 \text{ cm}^3 \text{ NTP}$ y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar

AOR-1071: SB-11 Wr 40/60

Run date: 2007/07/19 Can/Poa: 205/M3 J Value: 0.002863
 Printed: 2007/07/30 Mass: 21.0 mg ± 0.000016

Volume 39K: 7.27 x 1E-10 cm³ NTP Approx. 4.67% K
 Integrated Age: 3.53 $\pm$ 0.12 Ma 14.30% Ca
 Initial 40/36: 298.56 $\pm$ 142.14 (MSWD = 0.33, isochron between 0.16 and 2.63)
 Correlation Age: 3.54 $\pm$ 0.91 Ma (67.0% of 39Ar, steps marked by >) MSWD 1.407
 Plateau Age: 3.56 $\pm$ 0.12 Ma (93.1% of 39Ar, steps marked by <) Mod. err. 0.13

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	τ	Ca/K	%40Ar	%39Ar	40Ar*/39K	Age
1.00	0.001119 $\pm$ 0.000079	0.161175 $\pm$ 0.000571	0.022	2.152	90.73	6.97	0.549 $\pm$ 0.145	2.92 $\pm$ 0.75
< 2.00	0.002480 0.000057	0.426131 0.001010	0.021	1.967	71.26	26.11	0.653 0.040	2.37 0.21
< 2.50>	0.002316 0.000124	0.469259 0.001430	0.020	1.603	66.59	10.24	0.692 0.078	2.57 0.40
< 3.00>	0.002098 0.000124	0.533805 0.001956	0.017	1.414	60.20	9.92	0.727 0.069	2.75 0.36
< 4.00>	0.001816 0.000109	0.661752 0.002164	0.014	2.184	51.92	15.11	0.712 0.049	2.68 0.25
< 5.00>	0.001841 0.000172	0.671971 0.002797	0.012	1.094	52.55	9.72	0.690 0.076	2.56 0.39
< 7.00>	0.002302 0.000070	0.451457 0.001136	0.019	6.665	66.59	22.12	0.720 0.046	2.72 0.24

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
1.00	3.166 $\pm$ 0.005	0.503 $\pm$ 0.002	0.258 $\pm$ 0.001	0.011 $\pm$ 0.000	0.010 $\pm$ 0.000	0.053	297.127
< 2.00	4.567 0.005	1.909 0.004	0.423 0.002	0.035 0.000	0.012 0.000	0.055	297.127
< 2.50>	1.661 0.003	0.748 0.002	0.126 0.001	0.012 0.000	0.004 0.000	0.054	297.127
< 3.00>	1.412 0.003	0.719 0.002	0.100 0.001	0.010 0.000	0.003 0.000	0.054	297.127
< 4.00>	1.746 0.003	1.105 0.003	0.127 0.001	0.022 0.000	0.004 0.000	0.054	297.127
< 5.00>	1.125 0.003	0.711 0.002	0.077 0.001	0.020 0.000	0.003 0.000	0.054	297.127
< 7.00>	3.656 0.004	1.618 0.003	0.177 0.001	0.097 0.001	0.011 0.000	0.054	297.127

Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP.

All errors are 2 x standard error.

Internal 26-Mar-02

Tabla A6.9. Resultados del análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la muestra SB_011. Los volúmenes medidos están expresados en 1E-10 cm³ NTP y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar

AOR-1071: SB-11 Wr 40/60

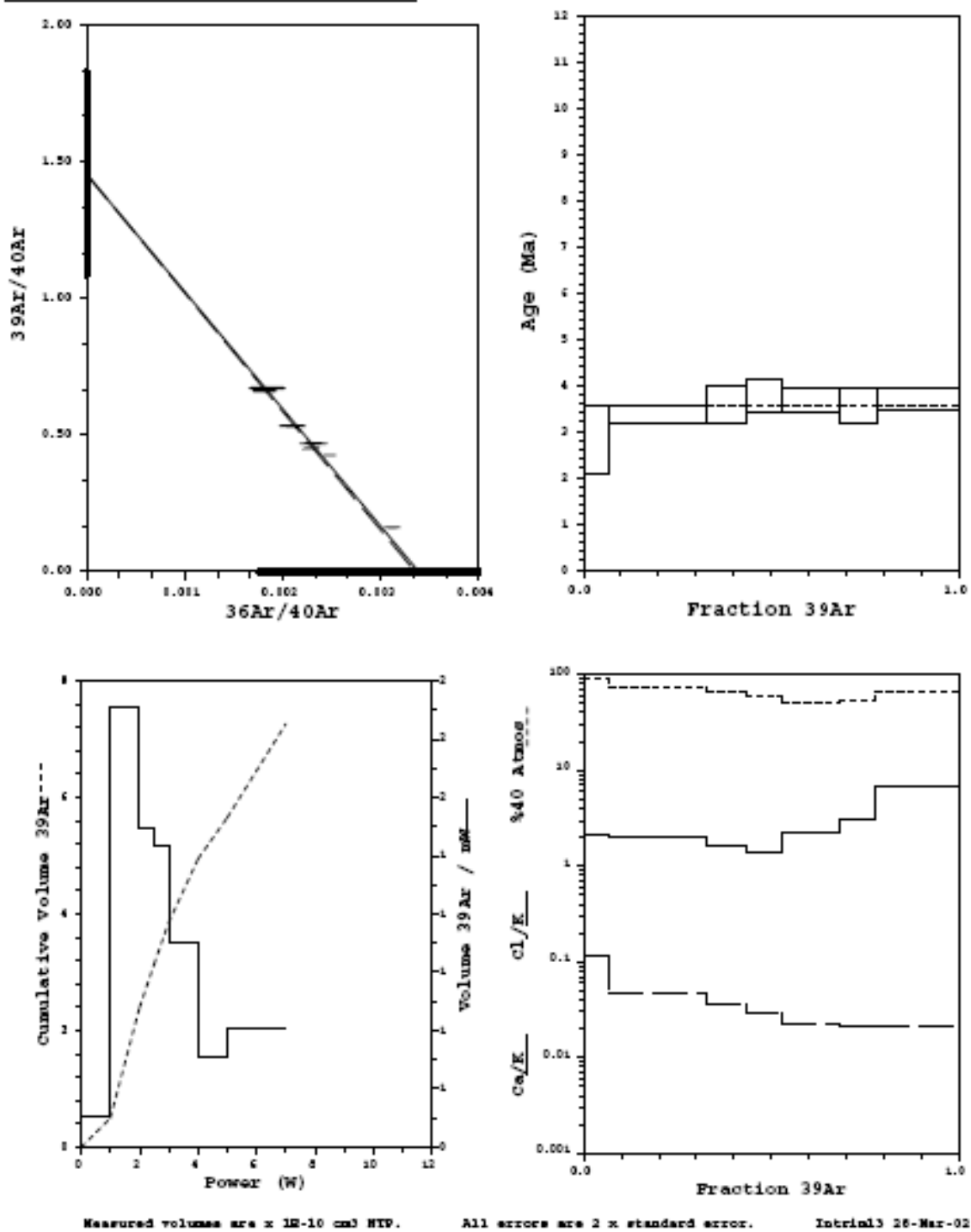


Figura A6.9. Diagramas de correlación isotópica para la muestra SB_011. Los volúmenes medidos están expresados en $1\text{E}-10 \text{ cm}^3 \text{ NTP}$ y todos los errores están contemplados en $\pm 2\sigma$ del error estándar.

3. Catálogo de muestras seleccionadas para fechamiento isotópico

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

LABORATORIO DE PETROGRAFÍA

1. DATOS DE CAMPO

Fecha de campo: 28 de Marzo de 2006

Colector: Raquel Negrete

Localidad: San Borja

Sitio: **SB001**

Coordenadas del afloramiento: 28° 10' 22.4'' -113° 34' 14.8''

Descripción del afloramiento: El afloramiento es la base de un cono cinerítico bien identificado. En la cima del mismo se encuentra una gran cantidad de escoria.

2. DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Estructura y textura:

Roca de origen volcánico de color negro a gris oscuro con textura afanítica.

Minerales observables:

Ninguno

3. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Cristales de piroxeno con textura seriada e ínter granular en una matriz ligeramente traquítica con abundante vidrio con un tono café intersticial. Se observan algunos pequeños cristales de horblenda de color café con bordes muy oxidados.

4. CLASIFICACIÓN

Basalto-Andesita de Piroxeno

5. NOTAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**LABORATORIO DE PETROGRAFÍA**

1. DATOS DE CAMPO

Fecha de campo: 28 de Marzo de 2006

Colector: Raquel Negrete

Localidad: San Borja

Sitio: **SB002**

Coordenadas del afloramiento: 28° 09' 21.4'' -113° 33' 40.2''

Descripción del afloramiento: El afloramiento es la un flujo de lava bien asociado al cono cinerítico con numero de identificación 58. En este sitio se aprecia evidencia de algunos diques que explican de manera congruente la dirección de flujo dominante.

2. DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Estructura y textura:

Roca de origen volcánico de color gris oscuro con textura afanítica.

Minerales observables:

Ninguno

3. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Textura afanítica raquílica hialopilitica de grano muy fino. Presenta textura ínter granular con piroxenos, plagioclasa óxidos opacos y cristales de hornblenda totalmente reemplazados por óxidos opacos granulares, también orientados junto con la matriz.

4. CLASIFICACIÓN

Andesita-basáltica

5. NOTAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

LABORATORIO DE PETROGRAFÍA

1. DATOS DE CAMPO

Fecha de campo: 29 de Marzo de 2006

Colector: Raquel Negrete

Localidad: San Borja

Sitio: **SB003**

Coordenadas del afloramiento: 28° 10' 44.1'' -113° 34' 58.2''

Descripción del afloramiento: El afloramiento es la un flujo de lava bien asociado al cono cinerítico con numero de identificación 62. En el lugar de muestreo el afloramiento tiene una altura de hasta 15 m. Se encuentra altamente foliado y la dirección de flujo parece ser congruente con la localización de la fuente. Sin embargo se encontraron dos tipos de matriz distintos, ambas afaníticas y de textura similar pero con coloraciones muy distintas

2. DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Estructura y textura:

Roca de origen volcánico de grano medio y textura porfírica.

Minerales observables:

Fenocristales de olivino de color verde claro.

3. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Fenocristales de olivino euhedral a subhedral ligeramente alterados, con fenocristales de plagioclasa menos abundantes de hábito tabular. La matriz es raquílica hialopilitica con microlitos de plagioclasa con abundante vidrio intersticial, así como piroxenos, olivinos y óxidos opacos.

4. CLASIFICACIÓN

Basalto de olivino

5. NOTAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

LABORATORIO DE PETROGRAFÍA

1. DATOS DE CAMPO

Fecha de campo: 29 de Marzo de 2006

Colector: Raquel Negrete

Localidad: San Borja

Sitio: **SB004**

Coordenadas del afloramiento: 28° 13' 34.4'' -113° 30' 34.8''

Descripción del afloramiento: El afloramiento es la base del cono cinerítico sin número de identificación previo colindante con El Cerro Picachito.

2. DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Estructura y textura:

Roca de origen volcánico color gris claro con textura porfírica.

Minerales observables:

Fenocristales de olivino y piroxeno.

3. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Fenocristales de olivino y piroxeno en una matriz raquílica pilotaxítica. La matriz se encuentra ligeramente alterada. Se observan abundantes cristales de hornblenda de habito acicular orientados con el flujo, totalmente reemplazados por óxidos opacos granulares.

4. CLASIFICACIÓN

Posiblemente traquiandesita de olivino y piroxeno

5. NOTAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

LABORATORIO DE PETROGRAFÍA

1. DATOS DE CAMPO

Fecha de campo: 29 de Marzo de 2006

Colector: Raquel Negrete

Localidad: San Borja

Sitio: **SB005**

Coordenadas del afloramiento: 28° 10' 52'' -113° 33' 46.3''

Descripción del afloramiento: El afloramiento es la base del cono cinerítico con número de identificación 40. Este centro eruptivo forma parte de la mesa “El Elefante” donde se encuentran los sitios de muestreo SB001 y SB002. En el afloramiento predomina la escoria aunque en algunas partes están bien expuestas algunas zonas de flujos de lava.

2. DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Estructura y textura:

Roca de origen volcánico color gris claro con textura porfirítica.

Minerales observables:

Fenocristales de piroxeno color verde oscuro.

3. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Fenocristales de piroxeno y hornblenda embebidos en una matriz afanítica ligeramente raquíta. Los fenocristales de hornblenda se encuentran totalmente reemplazados a óxidos opacos granulares.

4. CLASIFICACIÓN

Andesita de piroxeno

5. NOTAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

LABORATORIO DE PETROGRAFÍA

1. DATOS DE CAMPO

Fecha de campo: 30 de Marzo de 2006

Colector: Raquel Negrete

Localidad: San Borja

Sitio: **SB006**

Coordenadas del afloramiento: 28° 37' 39.4'' -113° 42' 13.4''

Descripción del afloramiento: El afloramiento es la base de un dique asociado al cono cinerítico con número de identificación Q. Al parecer, se trata de un centro eruptivo poli genético que dio lugar a diversos aparatos volcánicos cercanos. Se documentó un sistema de diques que parece estar intrusionando un horizonte previo de escoria. El dique que fue muestreado muestra zonas relativamente bien conservadas en donde es posible apreciar rasgos de la pared del dique que están en contacto con la escoria pre-existente.

2. DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Estructura y textura:

Roca de origen volcánico color gris oscuro con textura porfírica.

Minerales observables:

Fenocristales de olivino moderadamente oxidados.

3. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Fenocristales de olivino de textura seriada con bordes y fracturas oxidados en una matriz de microlitos de plagioclasas sin orientación preferente y abundantes óxidos opacos.

4. CLASIFICACIÓN

Basalto de olivino

5. NOTAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

LABORATORIO DE PETROGRAFÍA

1. DATOS DE CAMPO

Fecha de campo: 30 de Marzo de 2006

Colector: Raquel Negrete

Localidad: San Borja

Sitio: **SB008**

Coordenadas del afloramiento: 28° 38' 44.3'' -113° 51' 14.9''

Descripción del afloramiento: El afloramiento es la base de un cuello volcánico (centro eruptivo con número de identificación b). El material volcánico presenta foliaciones y fracturas verticales, que sugieren que efectivamente este cuello es un centro eruptivo altamente erosionado.

2. DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Estructura y textura:

Roca de origen volcánico color gris claro con textura afanítica

Minerales observables:

Ninguno

3. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Microfenocristales de piroxeno y hornblenda en una matriz raquílica hialopilitica. La hornblenda al igual que en la mayoría de las muestras anteriores, esta completamente reemplazada por óxidos opacos granulares y en ocasiones también con augitas.

4. CLASIFICACIÓN

Andesita de piroxeno.

5. NOTAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

LABORATORIO DE PETROGRAFÍA

1. DATOS DE CAMPO

Fecha de campo: 31 de Marzo de 2006

Coleктор: Raquel Negrete

Localidad: San Borja

Sitio: **SB009**

Coordenadas del afloramiento: 28° 23' 24.6'' -113° 55' 11.3''

Descripción del afloramiento: El afloramiento es la base de cono cinerítico con número de identificación 89. El material volcánico predominante es un horizonte de escoria y aglomerados que sobreyace a flujos de lava macizos que fueron los frentes previos a la erupción de escoria. Existe la sospecha de que los centros eruptivos SB010 y SB011 estén cogenéticamente relacionados, la petrografía detallada de estos sitios pueden checar la homogeneidad del material de este sitio y los otros dos mencionados anteriormente.

2. DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Estructura y textura:

Roca de origen volcánico con textura afanítica color café-naranja altamente vesicular.

Minerales observables:

Ninguno

3. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Textura afanítica de grano muy fino con textura raquílica politaxítica con listones de plagioclasas y de hornblenda de habito acicular y abundantes óxidos opacos.

Los cristales de hornblenda están intensamente oxidados.

4. CLASIFICACIÓN

Posiblemente andesita-basáltica.

5. NOTAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

LABORATORIO DE PETROGRAFÍA

1. DATOS DE CAMPO

Fecha de campo: 31 de Marzo de 2006

Colector: Raquel Negrete

Localidad: San Borja

Sitio: **SB010**

Coordenadas del afloramiento: 28° 23' 6.4'' -113° 54' 32.3''

Descripción del afloramiento: El afloramiento es la base de cono cinerítico con número de identificación 91. El material volcánico predominante es un horizonte de escoria y aglomerados que sobreyace a flujos de lava macizos que fueron los frentes previos a la erupción de escoria. Las características megascópicas del material de este centro eruptivo son muy similares a las del sitio SB009.

2. DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Estructura y textura:

Roca de origen volcánico de color negro con textura afanítica altamente vesicular.

Minerales observables:

Ninguno

3. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Microfenocristales de olivino en una matriz traquítica de grano muy fino. Altamente vesicular.

4. CLASIFICACIÓN

Andesita basáltica de olivino

5. NOTAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

LABORATORIO DE PETROGRAFÍA

1. DATOS DE CAMPO

Fecha de campo: 31 de Marzo de 2006

Colector: Raquel Negrete

Localidad: San Borja

Sitio: **SB011**

Coordenadas del afloramiento: 28° 38' 51.5'' -113° 50' 50.1''

Descripción del afloramiento: El afloramiento es la base de cono cinerítico con número de identificación 30. El material volcánico predominante es un horizonte de escoria y aglomerados que sobreyace a flujos de lava masivos aunque altamente vesiculado que fueron los frentes previos a la erupción de escoria. Las características megascópicas del material de este centro eruptivo son muy similares a las del sitio SB010.

2. DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Estructura y textura:

Roca de origen volcánico color gris oscuro con textura porfirítica.

Minerales observables:

Fenocristales de olivino color verde claro.

3. DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Fenocristales de olivino y piroxeno en una matriz raquílica politaxítica con listones de plagioclasa, olivinos, piroxenos y óxidos opacos ínter granulares.

Se observan algunos cristales de hornblenda totalmente reemplazados por óxidos opacos granulares.

4. CLASIFICACIÓN

Basalto-andesita de olivino y piroxeno.

5. NOTAS

APENDICE 7.

ALGORITMO MODELO NUMERICO (Free FEM++)

1. CALCULO DEL ESTADO DE ESFUERZOS EN LA PLACA SUPERIOR PARA LA FASE DE SUBDUCCION ACTIVA (FASE 1)

```

include "Newconfig.edp"

//Construyendo la rejilla del manto

mesh mantle = buildmesh (
    subductionm(20)
    + topm1(20)
    + topm2(20)
    + sonoramanto(20)
    + bottomm1(20)
    + pacifico (20)
    + intern (20)
);

plot ( mantle, wait=1 );

// Constantes materiales del manto
real eta, rhom, vp,vang;

rhom = 3300*kg/m3;
eta = 0.5e19*Pa*sec;
vp = 5.0*cm/yr;
vang = 11.0*rad/12.0/Myr;

fespace Mh ( mantle, P1 );

Mh p, q;

fespace Qh (mantle,P2);
Qh vx, vy, phix, phiy, vxf, vyf;

solve Mantleflow (vx, vy, p, phix, phiy, q, solver=Crout) =
    int2d(mantle)(eta*(dx(vx)*dx(phix)+dy(vx)*dy(phix)
        + dx(vy)*dx(phiy)+dy(vy)*dy(phiy) )
        - p*q*(1.0e-6)
        - p*dx(phix) - p*dy(phiy)
        - dx(vx)*q -dy(vy)*q)
    + on(sonm, vx=0, vy=0)
    + on(pac, vx=0, vy=vp)
    + on(botm1, supm2, vx=0, vy=0)
    + on(subm1, vx=-vp*N.y, vy=vp*N.x)
    + on(slab, vx=vp*N.y - vang*(y12-y), vy=-vp*N.x + vang*(x12-x))
    //+ on(slab, vx=vp*cos(30*rad), vy=-vp*sin(30*rad))
    + on(supm7, vx=vp, vy=0);

vxf = vx*Myr/5;
vyf = vy*Myr/5;

```



```

plot ( mantle, [vxf,vyf], wait =1 );
//Construyendo la rejilla del continente

mesh continent = buildmesh (
    top1(60)
    + sonora(20)
    + bottom1(60)
    + subduction(60)
);

plot ( continent, wait=1 );

// Resolviendo el estado termico del continente
fespace Th ( continent, P2 );

Th T, phi, s11, s22, s12, sigman, sigmat, coulomb;

solve TermalState (T,phi) =
    int2d(continent)(dx(T)*dx(phi)+dy(T)*dy(phi))
    + on ( top1, T = 0.0 )
    + on ( bottom1, T =1000.0 )

    + on ( subduction, T = (-400.0*Celcius/(30.0*km) )*y)
    + on ( sonora, T = (1000.0*Celcius/y7)*y )
    ;

//plot ( T, fill = 1, wait = 1 );

// Estado de esfuerzos
fespace Vh (continent,[P2,P2]);
Vh [ux,uy], [thetax,thetay]; // displacement in the plate (componentes del tensor S y de la funcion
peso Fi)

// constantes materiales
real mu, lambda, E, nu, g, rhoc, rhow, nx, ny, tx, ty, s0, k;
real factor = 500.0;

E = 0.5e11*Pa;
nu = 0.25*adim;
g = 9.81*m/sec2;

rhoc = 2700*kg/m3;
rhow = 1000*kg/m3;
mu = E/(2*(1+nu));
lambda = E*nu/((1+nu)*(1-2*nu));
nx = sin(60*rad);
ny = cos(60*rad);
tx = cos(60*rad);
ty = -sin(60*rad);

```

```

s0 = 5e6*Pa;
k = 0.75*adim;

solve StressState([ux,uy],[thetax,thetay]) =
  int2d(continent)( 2.0*mu*(dx(ux)*dx(thetax)+ ((dx(uy)+dy(ux))*(dx(thetay)+dy(thetax)))/4.0 )
  + lambda*( dx(ux)+dy(uy))*(dx(thetax)+dy(thetay))/2.0 )

  + on(sonora, ux=0.0*m, uy=0.0*m)

  + int1d(continent, bottom1)
    ((p-eta*dx(vx))*N.x *thetax - eta*(dy(vx)+dx(vy))*N.y*thetax/2.0
    + (p-eta*dy(vy))*N.y *thetay - eta*(dy(vx)+dx(vy))*N.x*thetay/2.0)

  - int1d(continent, bottom1)
    (g*uy*(rhom - rhoc)*N.x*thetax + g*uy*(rhom - rhoc)*N.y*thetay)
;

mesh continentdef = movemesh( continent, [x+factor*ux, y+factor*uy] );
plot( [ux, uy],continent, wait=1 );
plot( continentdef, wait = 1);

// Calculo de las componentes del tensor de esfuerzos

s11 = lambda*(dx(ux) + dy(uy))+2*mu*dx(ux);
s22 = lambda*(dx(ux) + dy(uy))+2*mu*dy(uy);
s12 = 2*mu*(dy(ux)+dx(uy))/2.0;
sigman = (s11*nx +s12*ny)*nx +(s12*nx +s22*ny)*ny;
sigmat = (s11*nx +s12*ny)*tx +(s12*nx +s22*ny)*ty;
coulomb = sigmat + k*sigman; // esfuerzos de Coulomb

plot ( coulomb, fill = 1, value = 1 );

include "output2.epd"

```

2. CALCULO DEL ESTADO DE ESFUERZOS EN LA PLACA SUPERIOR PARA LA FASE DEL FINAL DE LA SUBDUCCION (FASE 2)

```
include "Newconfig.edp"

//Construyendo la rejilla del manto

mesh mantle = buildmesh (
    subductionm(20)
    + topm1(20)
    + topm2(20)
    + sonoramanto(20)
    + bottomm1(20)
    + pacifico (20)
    + intern (20)
);

plot ( mantle, wait=1 );

// Constantes materiales del manto
real eta, rhom, vp;

rhom = 3300*kg/m3;
eta = 0.5e19*Pa*sec;
vp = 5.0*cm/yr;

fespace Mh ( mantle, P1 );

Mh p, q;

fespace Qh (mantle,P2);
Qh vx, vy, phix, phiy, vxf, vyf;

solve Mantleflow (vx, vy, p, phix, phiy, q, solver=Croust) =
    int2d(mantle)(eta*(dx(vx)*dx(phix)+dy(vx)*dy(phix)
        + dx(vy)*dx(phiy)+dy(vy)*dy(phiy) )
        - p*q*(1.0e-6)
        - p*dx(phix) - p*dy(phiy)
        - dx(vx)*q -dy(vy)*q)
    + on(sonm, botm1, vx=0, vy=0)
    + on(pac, vx=0, vy=-vp)
    + on(supm2, vx=-vp*0.75, vy=0.0)
    + on(slab, vx=-vp, vy=0.0)
    + on(subm1, vx=-vp, vy=0.0)
    + on(supm7, vx=-vp,vy=0);

vxf = vx*Myr;
vyf = vy*Myr;
plot ( [vxf,vyf], wait =1 );

//Construyendo la rejilla del continente
```

```

mesh continent = buildmesh (
    top1(60)
    + sonora(20)
    + bottom1(60)
    + subduction(60)
);

//plot ( continent, wait=1 );

// Resolviendo el estado termico del continente
fespace Th ( continent, P2 );

Th T, phi, s11, s22, s12, sigman, sigmat, coulomb;

solve TermalState (T,phi) =
    int2d(continent)(dx(T)*dx(phi)+dy(T)*dy(phi))
    + on ( top1, T = 0.0 )
    + on ( bottom1, T =1000.0 )

    + on ( subduction, T = (-400.0*Celcius/(30.0*km) )*y)
    + on ( sonora, T = (1000.0*Celcius/y7)*y )
    ;

//plot ( T, fill = 1, wait = 1 );

// Estado de esfuerzos
fespace Vh (continent,[P2,P2]);
Vh [ux,uy], [thetax,thetay]; // displacement in the plate (componentes del tensor S y de la funcion
peso Fi)

// constantes materiales
real mu, lambda, E, nu, g, rhoc, rhow, nx, ny, tx, ty, s0, k;
real factor = 1000.0;

E = 0.5e11*Pa;
nu = 0.25*adim;
g = 9.81*m/sec2;

rhoc = 2700*kg/m3;
rhow = 1000*kg/m3;
mu = E/(2*(1+nu));
lambda = E*nu/((1+nu)*(1-2*nu));
nx = sin(60*rad);
ny = cos(60*rad);
tx = cos(60*rad);
ty = -sin(60*rad);
s0 = 5e6*Pa;
k = 0.75*adim;

```

```

solve StressState([ux,uy],[thetax,thetay]) =
  int2d(continent)( 2.0*mu*(dx(ux)*dx(thetax)+ ((dx(uy)+dy(ux))*(dx(thetay)+dy(thetax)))/4.0 )
  + lambda*( dx(ux)+dy(uy))*(dx(thetax)+dy(thetay))/2.0 )

  + on(sonora, ux=0.0*m, uy=0.0*m)

  + int1d(continent, bottom1)
    ((p-eta*dx(vx))*N.x *thetax - eta*(dy(vx)+dx(vy))*N.y*thetax/2.0
    + (p-eta*dy(vy))*N.y *thetay - eta*(dy(vx)+dx(vy))*N.x*thetay/2.0)

  - int1d(continent, bottom1)
    (g*uy*(rho - rho_c)*N.x*thetax + g*uy*(rho - rho_c)*N.y*thetay)
  ;

```

```

mesh continentdef = movemesh( continent, [x+factor*ux, y+factor*uy] );
plot( [ux, uy],continent, wait=1 );
plot( continentdef, wait = 1);

```

// Calculo de las componentes del tensor de esfuerzos

```

s11 = lambda*(dx(ux) + dy(uy))+2*mu*dx(ux);
s22 = lambda*(dx(ux) + dy(uy))+2*mu*dy(uy);
s12 = 2*mu*(dy(ux)+dx(uy))/2.0;
sigman = (s11*nx +s12*ny)*nx +(s12*nx +s22*ny)*ny;
sigmat = (s11*nx +s12*ny)*tx +(s12*nx +s22*ny)*ty;
coulomb = sigmat + k*sigman; // esfuerzos de Coulomb

```

```

plot ( coulomb, fill = 1, value = 1 );

```

```

include "output2.epd"

```

3. CALCULO DEL ESTADO DE ESFUERZOS EN LA PLACA SUPERIOR PARA LA FASE DEL PRINCIPIO DE LA EXTENSION EN EL GOLFO DE CALIFORNIA (FASE 3)

```
include "CONFIGGOLFO.edp"
```

```
//Construyendo la rejilla del manto
```

```
mesh mantle = buildmesh (
    subductionm(20)
    + topm1(20)
    + topm2(20)
    + topm3(20)
    + topm4(20)
    + topm5(20)
    + topm6(20)
    + sonoramanto(20)
    + bottomm1(20)
    + pacifico (20)
    + intern (20)
);
```

```
//plot ( mantle, wait=1 );
```

```
// Constantes materiales del manto
real eta, rhom, vp, L;
```

```
rhom = 3300*kg/m3;
eta = 0.5e19*Pa*sec;
vp = 5.0*cm/yr;
L = x8-x11;
```

```
// Acoplando el manto: el flujo viscoso del manto
fespace Mh ( mantle, P1 );
```

```
Mh p, q;
```

```
fespace Qh (mantle,P2);
Qh vx, vy, phix, phiy, vxf, vyf;
```

```
solve Mantleflow (vx, vy, p, phix, phiy, q, solver=Crout) =
    int2d(mantle)(eta*(dx(vx)*dx(phix)+dy(vx)*dy(phix)
        + dx(vy)*dx(phiy)+dy(vy)*dy(phiy) )
        - p*q*(1.0e-6)
        - p*dx(phix) - p*dy(phiy)
        - dx(vx)*q -dy(vy)*q)
    + on(sonm, botm1, vx=0, vy=0)
    + on(pac, vx=0, vy=-vp)
    + on(supm3, supm4, supm5, vx=0.75*(-vp*(x8-x)/L), vy=0.75*(vp*(y-y7)/L))
    + on(supm2, vx=-vp*0.75, vy=0.0)
    + on(supm6, vx=0.0, vy=0.0)
    + on(slab, vx=-vp, vy=0.0)
    + on(subm1, vx=-vp, vy=0.0)
    + on(supm7, vx=-vp, vy=0);
```

```

vxf = (vx+vp/2.0)*Myr;
vyf = vy*Myr;
plot ( [vxf,vyf], wait =1 );

```

```

//Construyendo la rejilla del continente

```

```

mesh continent = buildmesh (
    top1(60)
    + top2(20)
    + top3(20)
    + top4(20)
    + top5(20)
    + sonora(20)
    + bottom5(20)
    + bottom4(20)
    + bottom3(20)
    + bottom2(20)
    + bottom1(60)
    + subduction(60)
);

```

```

//plot ( continent, wait=1 );

```

```

// Calculando el estado de esfuerzos
fespace Th ( continent, P2 );

```

```

Th s11, s22, s12, sigman, sigmat, coulomb;

```

```

// Estado de esfuerzos
fespace Vh (continent,[P2,P2]);
Vh [ux,uy], [thetax,thetay]; // displacement in the plate (componentes del tensor S y de la funcion
peso Fi)

```

```

// constantes materiales
real mu, lambda, E, nu, g, rhoc, rhow, nx, ny, tx, ty, s0, k;
real factor = 1000.0;

```

```

E = 0.5e11*Pa;
nu = 0.25*adim;
g = 9.81*m/sec2;

```

```

rhoc = 2700*kg/m3;
rhow = 1000*kg/m3;
mu = E/(2*(1+nu));
lambda = E*nu/((1+nu)*(1-2*nu));
nx = sin(60*rad);
ny = cos(60*rad);
tx = cos(60*rad);
ty = -sin(60*rad);

```

```

s0 = 5e6*Pa;
k = 0.75*adim;

solve StressState([ux,uy],[thetax,thetay]) =
    int2d(continent)( 2.0*mu*(dx(ux)*dx(thetax)+ ((dx(uy)+dy(ux))*(dx(thetay)+dy(thetax)))/4.0 )
    + lambda*( dx(ux)+dy(uy))*(dx(thetax)+dy(thetay))/2.0 )

    + on(sonora, ux=0.0*m, uy=0.0*m)

    + int1d(continent, bottom1, bottom2, bottom3, bottom4, bottom5)
      ((p-eta*dx(vx))*N.x*thetax - eta*(dy(vx)+dx(vy))*N.y*thetax/2.0
      + (p-eta*dy(vy))*N.y*thetay - eta*(dy(vx)+dx(vy))*N.x*thetay/2.0)

    - int1d(continent, bottom1, bottom2, bottom3, bottom4, bottom5, subduction)
      (g*uy*(rho - rho_c)*N.x*thetax + g*uy*(rho - rho_c)*N.y*thetay)
    - int1d(continent, top2, top3, top4)
      (g*uy*(rho - rho_w)*N.x*thetax + g*uy*(rho - rho_w)*N.y*thetay)
    ;

mesh continentdef = movemesh( continent, [x+factor*ux, y+factor*uy] );
plot( [ux, uy],continent, wait=1 );
plot( continentdef, wait = 1);

// Calculo de las componentes del tensor de esfuerzos

s11 = lambda*(dx(ux) + dy(uy))+2*mu*dx(ux);
s22 = lambda*(dx(ux) + dy(uy))+2*mu*dy(uy);
s12 = 2*mu*(dy(ux)+dx(uy))/2.0;
sigman = (s11*nx +s12*ny)*nx +(s12*nx +s22*ny)*ny;
sigmat = (s11*nx +s12*ny)*tx +(s12*nx +s22*ny)*ty;
coulomb = sigmat + k*sigman; // esfuerzos de Coulomb

plot ( coulomb, fill = 1, value = 1 );
include "output2.epd"

```


4. ALGORITMO DE LA CONFIGURACION GEOMETRICA DEL MODELO PARA ETAPAS 1 Y 2 (Newconfig.edp)

```

include "units.edp"

// etiquetas de frontera del continente

int sup1 = 1;
int son = 2;
int bot1 = 3;
int sub = 4;

// etiquetas de frontera del manto

int supm2 = 5;
int supm7 = 6;
int sonm = 7;
int botm1 = 8;
int pac = 9;
int subm1 = 10;
int slab = 11;

// puntos de las fronteras del continente

real x1 = -40.0*km;
real y1 = 0.0*km;
real x6 = 340.0*km;
real y6 = 0.0*km;
real x7 = 340.0*km;
real y7 = -30.0*km;
real x12 = 30.0*km;
real y12 = -30.0*km;

// puntos de las fronteras del manto

real x13 = 340.0*km;
real y13 = -600.0*km;
real x14 = -500.0*km;
real y14 = -600.0*km;
real x15 = -500.0*km;
real y15 = 0.0*km;
real x16 = 200.0*km;
real y16 = -127.0*km;

// pendientes de las rectas del continente

real M12 = (y12-y1)/(x12-x1);
real M16 = (y12-y16)/(x12-x16);

func real poly(real t)
{
return 5.952380e-11*t^3-1.7857142857e-6*t^2-5.238095238e-1*t-1.42857142857143e4;
}

```

```
// fronteras de las rectas del continente
```

```
border top1    ( t = x6, x1 ) { x = t; y = y1          ; label = sup1 ; };
border sonora  ( t = y7, y6 ) { x = x7; y = t          ; label = son  ; };
border bottom1 ( t = x12, x7 ) { x = t; y = y12         ; label = bot1 ; };
border subduction( t = x1, x12 ) { x = t; y = -30.0*km*(poly(t)-poly(x1))/(poly(x12)-poly(x1)) ; label = sub
; };
```

```
// fronteras de las rectas del manto
```

```
border topm1    ( t = x1, x15 ) { x = t; y = y15        ; label = supm7 ; };
border pacifico ( t = y15, y14 ) { x = x14; y = t        ; label = pac  ; };
border bottomm1 ( t = x14, x13 ) { x = t; y = y13        ; label = botm1 ; };
border sonoramanto( t = y13, y7 ) { x = x13; y = t        ; label = sonm  ; };
border subductionm( t = x12, x1 ) { x = t; y = -30.0*km*(poly(t)-poly(x1))/(poly(x12)-poly(x1)) ; label =
sub ; };
border topm2    ( t = x7, x12 ) { x = t; y = y12        ; label = supm2 ; };
border intern   ( t = x16, x12 ) { x = t; y = M16*(t-x12)+y12; label = slab ; };
```

```
// Graficando el manto y el continente
```

```
plot ( topm1(10), pacifico(10), bottomm1(10), sonoramanto(10), subductionm(10)
, topm2(10), top1(10), sonora(10), bottom1(10), subduction(10), intern(10)
, wait = 1);
```

5. ALGORITMO DE LA CONFIGURACION GEOMETRICA DEL MODELO PARA LA ETAPA 3 "CONFIGGOLFO.edp"

```

include "units.edp"
// etiquetas de frontera del continente

int sup1 = 1;
int sup2 = 2;
int sup3 = 3;
int sup4 = 4;
int sup5 = 5;
int son  = 6;
int bot1 = 7;
int bot2 = 8;
int bot3 = 9;
int bot4 = 10;
int bot5 = 11;
int sub  = 12;

// etiquetas de frontera del manto
int subm1 = 13;
int supm2 = 14;
int supm3 = 15;
int supm4 = 16;
int supm5 = 17;
int supm6 = 18;
int sonm  = 19;
int botm1 = 20;
int pac   = 21;
int supm7 = 22;
int slab  = 23;

// puntos de las fronteras del continente

real x1 = -40.0*km;
real y1 =  0.0*km;
real x2 = 180.0*km;
real y2 =  0.0*km;
real x3 = 195.0*km;
real y3 = -3.0*km;
real x4 = 230.0*km;
real y4 = -3.0*km;
real x5 = 248.0*km;
real y5 =  0.0*km;
real x6 = 340.0*km;
real y6 =  0.0*km;
real x7 = 340.0*km;
real y7 = -30.0*km;
real x8 = 248.0*km;
real y8 = -30.0*km;
real x9 = 230.0*km;
real y9 = -15.0*km;
real x10 = 195.0*km;
real y10 = -15.0*km;

```

```

real x11 = 180.0*km;
real y11 = -30.0*km;
real x12 = 30.0*km;
real y12 = -30.0*km;

// puntos de las fronteras del manto

real x13 = 340.0*km;
real y13 = -600.0*km;
real x14 = -500.0*km;
real y14 = -600.0*km;
real x15 = -500.0*km;
real y15 = 0.0*km;
real x16 = 200.0*km;
real y16 = -127.0*km;

// pendientes de las rectas del continente

real M2 = (y3-y2)/(x3-x2);
real M4 = (y5-y4)/(x5-x4);
real M8 = (y9-y8)/(x9-x8);
real M10 = (y11-y10)/(x11-x10);
real M12 = (y12-y1)/(x12-x1);
real M16 = (y12-y16)/(x12-x16);
func real poly(real t)
{
return 5.952380e-11*t^3-1.7857142857e-6*t^2-5.238095238e-1*t-1.42857142857143e4;
}

// fronteras de las rectas del continente

border top1 ( t = x2, x1 ) { x = t; y = y1 ; label = sup1 ; };
border top2 ( t = x3, x2 ) { x = t; y = M2*(t-x2) ; label = sup2 ; };
border top3 ( t = x4, x3 ) { x = t; y = y3 ; label = sup3 ; };
border top4 ( t = x5, x4 ) { x = t; y = M4*(t-x5) ; label = sup4 ; };
border top5 ( t = x6, x5 ) { x = t; y = y5 ; label = sup5 ; };
border sonora ( t = y7, y6 ) { x = x7; y = t ; label = son ; };
border bottom5 ( t = x8, x7 ) { x = t; y = y8 ; label = bot5 ; };
border bottom4 ( t = x9, x8 ) { x = t; y = M8*(t-x9)+y9 ; label = bot4 ; };
border bottom3 ( t = x10, x9 ) { x = t; y = y10 ; label = bot3 ; };
border bottom2 ( t = x11, x10 ) { x = t; y = M10*(t-x11)+y11 ; label = bot2 ; };
border bottom1 ( t = x12, x11 ) { x = t; y = y12 ; label = bot1 ; };
border subduction( t = x1, x12 ) { x = t; y = -30.0*km*(poly(t)-poly(x1))/(poly(x12)-poly(x1)) ; label = sub
; };

// fronteras de las rectas del manto
border topm1 ( t = x1, x15 ) { x = t; y = y15 ; label = supm7 ; };
border pacifico ( t = y15, y14 ) { x = x14; y = t ; label = pac ; };
border bottomm1 ( t = x14, x13 ) { x = t; y = y13 ; label = botm1 ; };
border sonoramanto( t = y13, y7 ) { x = x13; y = t ; label = sonm ; };
border subductionm( t = x12, x1 ) { x = t; y = -30.0*km*(poly(t)-poly(x1))/(poly(x12)-poly(x1)) ; label =
sub ; };
border topm2 ( t = x11, x12 ) { x = t; y = y12 ; label = supm2 ; };

```

```

border topm3    ( t = x10, x11 ) { x = t;   y = M10*(t-x11)+y11 ; label = supm3 ; };
border topm4    ( t = x9 , x10 ) { x = t;   y = y10           ; label = supm4 ; };
border topm5    ( t = x8 , x9 ) { x = t;   y = M8*(t-x9)+y9    ; label = supm5 ; };
border topm6    ( t = x7 , x8 ) { x = t;   y = y8           ; label = supm6 ; };
border intern   ( t = x16, x12 ) { x = t;   y = M16*(t-x12)+y12 ; label = slab  ; };

// Graficando el manto y el continente
plot ( topm1(10), pacifico(10), bottomm1(10), sonoramanto(10), subductionm(10)
      , topm2(10), topm3(10), topm4(10), topm5(10), topm6(10)
      , top1(10), top2(10), top3(10), top4(10), top5(10), sonora(10)
      , bottom1(10), bottom2(10), bottom3(10), bottom4(10), bottom5(10), subduction(10), intern(10)
      , wait = 1);

```

6. ALGORITMO DE CONVERSION DE UNIDADES (Units.edp)

```
// =====
// | Units          |
// =====

// Some units of interest
real adim = 1.0;
real m    = 1.0;
real kg   = 1.0;
real Nw   = 1.0;
real sec  = 1.0;
real Kelvin = 1.0;
real Celcius = 1.0;
real m3    = m*m*m;
real m2    = m*m;
real sec2  = sec*sec;
real Pa    = Nw/m2;
real MPa   = 1e6*Pa;
real GPa   = 1e9*Pa;
real W     = Nw*m/sec;
real mW    = 0.001*W;
real cm    = 0.01*m;
real cm2   = cm*cm;
real km    = 1000.0*m;
real yr    = 60.0*60.0*24.0*365.0*sec;
real Myr   = 1e6*yr;
real rad   = 3.14169/180.0;
```

7. ALGORITMO DE VISUALIZACION (SALIDA) (Output2.edp)

```
//
=====
=====
// | DATA OUPUT SECTION          |
// |                               |
// | this section writes the following files          |
// |                               |
// | FLOWVEC.DX : file containing the flow vectors in dx format          |
// | FLOWVEL.DX : file containing the velocity scalar field in dx format          |
// | UVERT.TXT  : file containing the vertical displacement of the plate in txt format |
// | FLOWVEL.DX : file containing the velocity scalar field in dx format          |
// | COULOMBL.DX: file containing the coulomb stress field in dx format          |
// |                               |
// |                               |
//
=====
=====

int i,j;

{
  ofstream file("velocityvec.dx");
  file << "object 1 class array type float rank 1 shape 2 items "
```

```

    << mantle.nt*3
    << " data follows"
    << endl;
for ( i=0; i<mantle.nt; i++ )
for ( j=0; j<3      ; j++ )
{
    file << mantle[i][j].x
    << " "
    << mantle[i][j].y
    << endl;
}
file << "#" << endl;
file << "object 2 class array type int rank 1 shape 3 items "
    << mantle.nt
    << " data follows"
    << endl;
for ( i=0; i<mantle.nt; i++ )
{
    file << 3*i << " " << 3*i+1 << " " << 3*i+2 << endl;
}
file << "attribute \"element type\" string \"triangles\""
    << endl
    << "attribute \"ref\" string \"positions\""
    << endl
    << "#"
    << endl;
file << "object 3 class array type float rank 1 shape 2 items "
    << mantle.nt*3
    << " data follows"
    << endl;
for ( i=0; i<mantle.nt; i++ )
for ( j=0; j<3      ; j++ )
{
    real xx = mantle[i][j].x;
    real yy = mantle[i][j].y;
    file << vxf(xx,yy) << " " << vyf(xx,yy)
    << endl;
}
file << "attribute \"dep\" string \"positions\""
    << endl
    << "#"
    << endl
    << "object \"irregular positions irregular connections\" class field"
    << endl
    << "component \"positions\" value 1" << endl
    << "component \"connections\" value 2" << endl
    << "component \"data\" value 3" << endl
    << "end"
    << endl;
}

{
    ofstream file("velocitymag.dx");
    file << "object 1 class array type float rank 1 shape 2 items "

```

```

        << mantle.nt*3
        << " data follows"
        << endl;
    for ( i=0; i<mantle.nt; i++ )
    for ( j=0; j<3      ; j++ )
    {
        file << mantle[i][j].x
        << " "
        << mantle[i][j].y
        << endl;
    }
    file << "#" << endl;
    file << "object 2 class array type int rank 1 shape 3 items "
        << mantle.nt
        << " data follows"
        << endl;
    for ( i=0; i<mantle.nt; i++ )
    {
        file << 3*i << " " << 3*i+1 << " " << 3*i+2 << endl;
    }
    file << "attribute \"element type\" string \"triangles\""
        << endl
        << "attribute \"ref\" string \"positions\""
        << endl
        << "#"
        << endl;
    file << "object 3 class array type float rank 0 items "
        << mantle.nt*3
        << " data follows"
        << endl;
    for ( i=0; i<mantle.nt; i++ )
    for ( j=0; j<3      ; j++ )
    {
        real xx = mantle[i][j].x;
        real yy = mantle[i][j].y;
        file << ( vxf(xx,yy)^2 + vyf(xx,yy)^2 )^0.5
        << endl;
    }
    file << "attribute \"dep\" string \"positions\""
        << endl
        << "#"
        << endl
        << "object \"irregular positions irregular connections\" class field"
        << endl
        << "component \"positions\" value 1" << endl
        << "component \"connections\" value 2" << endl
        << "component \"data\" value 3" << endl
        << "end"
        << endl;
    }

{
    ofstream file("vycomp.dx");
    file << "object 1 class array type float rank 1 shape 2 items "

```



```

    << mantle.nt*3
    << " data follows"
    << endl;
for ( i=0; i<mantle.nt; i++ )
for ( j=0; j<3      ; j++ )
{
    file << mantle[i][j].x
    << " "
    << mantle[i][j].y
    << endl;
}
file << "#" << endl;
file << "object 2 class array type int rank 1 shape 3 items "
    << mantle.nt
    << " data follows"
    << endl;
for ( i=0; i<mantle.nt; i++ )
{
    file << 3*i << " " << 3*i+1 << " " << 3*i+2 << endl;
}
file << "attribute \"element type\" string \"triangles\""
    << endl
    << "attribute \"ref\" string \"positions\""
    << endl
    << "#"
    << endl;
file << "object 3 class array type float rank 0 items "
    << mantle.nt*3
    << " data follows"
    << endl;
for ( i=0; i<mantle.nt; i++ )
for ( j=0; j<3      ; j++ )
{
    real xx = mantle[i][j].x;
    real yy = mantle[i][j].y;
    file << vyf(xx,yy)
    << endl;
}
file << "attribute \"dep\" string \"positions\""
    << endl
    << "#"
    << endl
    << "object \"irregular positions irregular connections\" class field"
    << endl
    << "component \"positions\" value 1" << endl
    << "component \"connections\" value 2" << endl
    << "component \"data\" value 3" << endl
    << "end"
    << endl;
}
// stress field in the continent
//-----

{

```

```

ofstream file("coulomb.dx");
file << "object 1 class array type float rank 1 shape 2 items "
    << continent.nt*3
    << " data follows"
    << endl;
for ( i=0; i<continent.nt; i++ )
for ( j=0; j<3      ; j++ )
{
    file << continent[i][j].x
        << " "
        << continent[i][j].y
        << endl;
}

file << "#" << endl;
file << "object 2 class array type int rank 1 shape 3 items "
    << continent.nt
    << " data follows"
    << endl;
for ( i=0; i<continent.nt; i++ )
{
    file << 3*i << " " << 3*i+1 << " " << 3*i+2 << endl;
}
file << "attribute \"element type\" string \"triangles\""
    << endl
    << "attribute \"ref\" string \"positions\""
    << endl
    << "#"
    << endl;
file << "object 3 class array type float rank 0 items "
    << continent.nt*3
    << " data follows"
    << endl;
for ( i=0; i<continent.nt; i++ )
for ( j=0; j<3      ; j++ )
{
    real xx = continent[i][j].x;
    real yy = continent[i][j].y;
    file << coulomb(xx,yy)
        << endl;
}
file << "attribute \"dep\" string \"positions\""
    << endl
    << "#"
    << endl
    << "object \"irregular positions irregular connections\" class field"
    << endl
    << "component \"positions\" value 1" << endl
    << "component \"connections\" value 2" << endl
    << "component \"data\" value 3" << endl
    << "end"
    << endl;
}

```