

**THESE**

Présentée par

**Luis Enrique ORTIZ-HERNANDEZ**

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1  
 INSTITUT DE GÉOLOGIE  
**DOCUMENTATION**  
 15, RUE MAURICE GIGNOUX  
 F 38031 GRENOBLE CEDEX  
 TÉL. (33) 76 63 59 66  
 FAX. (33) 76 87 82 43

22 FEV. 1993

pour obtenir le titre de

DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER-GRENOBLE I

(Arrêté ministériel du 5 Juillet 1984)

Specialité : SCIENCES DE LA TERRE

**L'ARC INTRA-OCEANIQUE ALLOCHTONE JURASSIQUE  
 SUPERIEUR-CRETACE INFERIEUR DU DOMAINE CORDILLERAIN  
 MEXICAIN ("GUERRERO TERRANE"):**

**Pétrographie, géochimie et minéralisations associées des segments de  
 Guanajuato et Palmar Chico-Arcelia. Conséquences paléogéographiques  
 pour le Mésozoïque au Mexique.**

2

Date de soutenance : 13 Juillet 1992

Composition du Jury:

G. MASCLE	Président	Université de Grenoble I
H. LAPIERRE	Directeur	Université de Grenoble I
C. COULON	Rapporteur	Université d'Aix-Marseille III
M. TARDY	Rapporteur	Université de Chambéry
J. CHARVET	Examineur	Université d'Orléans
J. MARTINEZ	Invité	Universidad de México

**ANNEXES**

01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES GEOSCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 B.P. 53  
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

**RESULTATS D'ANALYSES A LA MICROSONDE  
ELECTRONIQUE**

**CALCUL DES FORMULES STRUCTURALES**

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
**DOCUMENTATION**  
15, RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TÉL. (33) 76 63 59 66  
FAX. (33) 76 87 82 43

22 FEV. 1993

Olivines  
Clinopyroxènes  
Amphiboles  
Plagioclases  
Spinelles

4 Oxygènes  
6 Oxygènes  
23 Oxygènes  
8 Oxygènes  
32 Oxygènes

Les analyses des ferro-magnésiens, des plagioclases et des spinelles ont été réalisées à la microsonde automatisée CAMEBAX du Bureau des Recherches Géologiques et Minières d'Orléans, et à la microsonde automatisée CAMEBAX de l'ENSEEG, à l'Université Joseph Fourier de Grenoble I. Les conditions analytiques utilisées sont les suivantes:

Tension d'accélération = 15 kV

Courant d'échantillon = 10 nA

Temps de comptage = 6 à 10 s par triplet d'éléments

Taille du faisceau = 1 à 3 μm

Programme de correction ZAF MBXCOR (correction de numéro atomique, d'absorption et de fluorescence) de Hénoc et Tong (1978).

Les spectromètres utilisés sont :

LIF (fluorure de lithium) : dosage du Fe, Mn et Ni.

PET (penta érythriol) : dosage du Ti, Ca, K et Cr.

TAP (phtalate acide de thallium) : dosage du Si, Al, Mg et Na.

Les standards utilisés sont :

Albite : Na  
 Orthose : K  
 Corindon : Al  
 Wollastonite ou orthose : Si  
 Hématite : Fe  
 Forstérite : Mg  
 Apatite ou wollastonite : Ca  
 Chromite : Cr  
 Rutile : Ti  
 Rhodonite : Mn  
 Bunsénite : Ni

	JU74	JU74	JU74	JU74	JU74	JU74	JU74	JU74	JU74	JU74	JU74	JU74	JU74	JU74	HM118	HM118
SiO2	40,02	39,87	39,94	39,87	40,05	39,9	39,5	39,82	39,75	39,88	39,93	39,94	39,94	39,49	39,66	
FeO	14,96	14,81	15,43	14,22	15,44	15,18	15,39	14,58	15,41	14,26	15,41	14,62	14,62	14,7	15,14	
MgO	45,47	45,05	45,18	44,67	45,1	45,04	45,65	44,85	44,52	44,6	44,54	45,36	45,36	44,43	44,29	
MnO	0,22	0,37	0,15	0,18	0,31	0,3	0,33	0,17	0,28	0,17	0,27	0,23	0,23	0,34	0,33	
NiO	0,21	0,04	0	0,11	0,1	0	0,12	0,08	0	0	0,14	0,15	0,15	0,04	0,2	
CaO	0,01	0,03	0	0,06	0	0,05	0,1	0,06	0,06	0,08	0,03	0,05	0,05	0,03	0,08	
TOTAL	100,89	100,17	100,7	99,11	101	100,47	101,09	99,56	100,02	98,99	100,32	100,35	100,35	99,03	99,7	
Si	0,996	0,999	0,997	1,006	0,997	0,998	0,986	1,002	1	1,008	1,001	0,998	0,998	1	1,001	
Fe	0,311	0,31	0,322	0,3	0,322	0,318	0,321	0,307	0,324	0,301	0,323	0,306	0,306	0,311	0,32	
Mg	1,687	1,683	1,681	1,681	1,675	1,68	1,698	1,683	1,67	1,68	1,665	1,69	1,69	1,678	1,667	
Mn	0,005	0,008	0,003	0,004	0,007	0,006	0,007	0,004	0,006	0,004	0,006	0,005	0,005	0,007	0,007	
Ni	0,004	0,001	0	0,002	0,002	0	0,002	0,002	0	0	0,003	0,003	0,003	0,001	0,004	
TOTAL	3,003	3,001	3,003	2,993	3,003	3,002	3,014	2,998	3	2,993	2,998	3,002	3,002	2,996	2,999	
%Fo	84,4	84,4	83,9	84,8	83,9	84,1	84,1	84,6	83,7	84,8	83,7	84,7	84,7	84,3	83,9	
%Fa	15,6	15,6	16,1	15,2	16,1	15,9	15,9	15,4	16,3	15,2	16,3	15,3	15,3	15,7	16,1	

Tableau 1- Analyses et formules structurales des olivines des cumulates ultrabasiques de Guanajuato.

HM118	HM118	HM118	HM118	HM118	HM118	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13
39,27	38,77	39,87	40,07	39,7	39,23	39,74	39,8	39,32	40,54	40,59	40,26	39,69	40,19	39,55	39,86
15,46	15,15	15,93	15,57	14,65	15,48	19,89	19,84	19,63	19,27	19,27	18,88	19,51	19,61	19,01	19,13
44,02	44,45	44,29	43,98	45,22	44,32	40,56	40,76	40,58	40,47	40,81	40,78	40,56	40,62	40,89	41,3
0,37	0,28	0,24	0,28	0,12	0,52	0,26	0,27	0,36	0,28	0,18	0,24	0,36	0,15	0,18	0,28
0,05	0,25	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,14	0,06	0,06	0,05	0	0,09	0,01	0,05	0,21
0,04	0,03	0,05	0,07	0,09	0,05	0,04	0,05	0,02	0,07	0,1	0,08	0,04	0,06	0	0,07
99,21	98,93	100,44	100,03	99,84	99,65	100,54	100,86	99,97	100,69	101	100,24	100,25	100,64	99,68	100,85
0,997	0,988	1,001	1,008	0,997	0,997	1,013	1,021	1,009	1,027	1,025	1,024	1,014	1,021	1,013	1,01
0,328	0,323	0,334	0,328	0,308	0,328	0,424	0,426	0,421	0,408	0,407	0,401	0,417	0,417	0,407	0,405
1,666	1,689	1,657	1,649	1,694	1,673	1,542	1,522	1,552	1,528	1,536	1,545	1,545	1,538	1,561	1,56
0,008	0,006	0,005	0,006	0,003	0,011	0,006	0,006	0,008	0,006	0,004	0,005	0,008	0,003	0,004	0,006
0,001	0,005	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0	0,002	0	0,001	0,004
3	3,011	2,998	2,992	3,003	3,006	2,986	2,978	2,991	2,97	2,971	2,975	2,986	2,979	2,986	2,985
83,5	83,9	83,2	83,4	84,6	83,6	78,4	78,1	78,7	78,9	79,1	79,4	78,7	78,7	79,3	79,4
16,5	16,1	16,8	16,6	15,4	16,4	21,6	21,9	21,3	21,1	20,9	20,6	21,3	21,3	20,7	20,6

Tableau 1 (suite)- Analyses et formules structurales des olivines des cumulats ultrabasiques de Guanajuato.

	HM90-cœur	HM90-cœur	HM90-bord	HM90-bord	HM90-cœur	HM90-cœur	HM90-bord	HM90-bord	HM90-cœur	HM90-cœur	MC197-cœur	MC197-cœur	MC197-bord	MC197-cœur
SiO2	52,07	53,72	53,9	53,11	50,74	50,57	52,38	52,34	52,06	52,04	48,46	50,18	49,81	49,75
TiO2	0,37	0,28	0,22	0,22	0,4	0,33	0,41	0,39	0,45	0,32	1,51	1,27	1,08	1,13
Al2O3	3,82	2,3	2,27	2,61	3,73	3,84	3,91	3,82	3,84	3,8	6,75	5,9	4,76	6,01
FeO	5,67	5,02	5,05	5,02	5,47	5,5	5,55	5,66	5,85	5,33	6,64	5,91	8,9	6,29
Cr2O3	0,27	0,19	0,17	0,16	0,25	0,28	0,28	0,3	0,18	0,27	0,3	0,06	0,05	0,11
MnO	0,2	0,07	0,13	0,09	0,13	0,12	0,07	0,25	0,11	0,12	0,17	0,13	0,26	0,03
NiO	0	0	0	0,07	0,04	0,02	0	0	0	0	0,08	0	0	0,16
MgO	16,88	18	17,79	17,73	16,51	16,73	16,99	16,49	17,17	17,16	14,41	14,99	14,17	14,8
CaO	20,78	21,02	21,28	21,08	21,83	21,56	21,11	20,9	21,04	21,71	21,14	21,67	19,71	21,35
Na2O	0,2	0,23	0,16	0,2	0,22	0,23	0,18	0,61	0,26	0,25	0,26	0,22	0,28	0,23
K2O	0,01	0,02	0	0,02	0,01	0,02	0	0	0,02	0	0,01	0	0	0
TOTAL	100,27	100,85	100,97	100,31	99,33	99,2	100,88	100,76	100,98	101	99,73	100,33	99,02	99,86
Si	1,901	1,942	1,946	1,932	1,88	1,876	1,9	1,905	1,891	1,89	1,799	1,84	1,869	1,837
Ti	0,01	0,008	0,006	0,006	0,011	0,009	0,011	0,011	0,012	0,009	0,042	0,035	0,03	0,031
Al	0,164	0,098	0,097	0,112	0,163	0,168	0,167	0,164	0,164	0,163	0,295	0,255	0,211	0,262
Fe	0,173	0,152	0,153	0,153	0,17	0,171	0,168	0,172	0,178	0,162	0,206	0,181	0,279	0,194
Cr	0,008	0,005	0,005	0,005	0,007	0,008	0,008	0,009	0,005	0,008	0,009	0,02	0,001	0,003
Mn	0,006	0,002	0,004	0,003	0,004	0,004	0,002	0,008	0,003	0,004	0,005	0,004	0,008	0,001
Ni	0	0	0	0,002	0,001	0,001	0	0	0	0	0,002	0	0	0,005
Mg	0,919	0,97	0,958	0,962	0,912	0,925	0,919	0,894	0,93	0,929	0,797	0,819	0,793	0,814
Ca	0,813	0,814	0,823	0,822	0,867	0,857	0,82	0,815	0,819	0,845	0,841	0,852	0,792	0,845
Na	0,014	0,016	0,011	0,014	0,016	0,017	0,013	0,043	0,018	0,018	0,019	0,016	0,02	0,016
TOTAL	4,008	4,007	4,003	4,011	4,031	4,036	4,008	4,021	4,02	4,028	4,015	4,022	4,003	4,008
%En	48,1	50	49,4	49,6	46,7	47,3	48,1	47,3	48,2	47,9	43,1	44,1	42,3	43,9
%Fs	9,4	7,9	8,1	8	8,9	8,9	8,9	9,5	9,4	8,5	11,4	10	15,4	10,5
%Wo	42,5	42,1	42,5	42,4	44,4	43,8	43	43,2	42,4	43,6	45,5	45,9	42,3	45,6
AlIV	0,099	0,058	0,054	0,068	0,12	0,124	0,1	0,095	0,109	0,11	0,201	0,16	0,131	0,163
AlVI	0,065	0,04	0,043	0,044	0,043	0,044	0,067	0,069	0,055	0,053	0,094	0,095	0,08	0,099

Tableau 2- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des basaltes de Guanajuato.

MC197-bord	MC197-bord	MC197-cœur	MC197-cœur	MC197-cœur	MC197-bord	MC197-bord	MC197-cœur	MC197-bord	MC197-cœur	MC197-bord	MC197-cœur	MC197-cœur	MC197-bord
51,13	50,72	50,63	50,43	49,87	49,49	50,53	50,31	48,92	50,62	49,11	49,78	49,14	49,21
0,84	0,92	0,95	0,74	0,9	1,35	0,89	1,16	1,31	1,04	1,61	0,97	1,22	2,23
4,73	5,31	5,14	4,83	5,33	5,83	5,5	5,74	6,01	4,61	6,13	5,85	4,3	5,91
4,96	5,66	5,36	5,91	6	6,61	6,42	5,96	6,27	7,15	6,77	6,2	11,14	6,41
0,44	0,07	0,7	0,42	0,23	0,15	0,14	0,12	0,13	0,08	0,21	0,14	0,04	0,19
0,15	0,19	0,1	0,16	0,12	0,22	0,25	0,17	0,22	0,24	0,13	0,16	0,29	0,1
0	0	0	0,13	0	0	0,03	0,01	0,08	0	0,04	0,09	0,15	0,15
15,41	15,01	15,5	15,81	15,21	14,29	15,32	14,64	15	16,13	14,2	14,9	12,42	14,35
21,83	21,81	21,29	20,44	21,18	20,79	20,76	21,07	21,22	19,05	21,34	20,71	19,88	20,41
0,24	0,28	0,29	0,26	0,31	0,29	0,28	0,26	0,31	0,21	0,24	0,27	0,42	0,3
0	0	0	0,02	0	0	0	0,03	0	0	0,01	0	0,01	0
99,73	99,97	99,96	99,15	99,15	99,02	100,12	99,47	99,46	99,13	99,79	99,07	99,01	99,26
1,879	1,865	1,859	1,869	1,852	1,844	1,855	1,858	1,818	1,876	1,821	1,848	1,87	1,827
0,023	0,025	0,026	0,021	0,025	0,038	0,025	0,032	0,037	0,029	0,045	0,027	0,035	0,062
0,205	0,23	0,223	0,211	0,233	0,256	0,239	0,25	0,263	0,201	0,268	0,256	0,193	0,259
0,152	0,174	0,165	0,183	0,186	0,206	0,198	0,184	0,195	0,222	0,21	0,193	0,355	0,199
0,013	0,002	0,02	0,012	0,007	0,004	0,004	0,004	0,004	0,002	0,006	0,004	0,001	0,006
0,005	0,006	0,003	0,005	0,004	0,007	0,008	0,005	0,007	0,008	0,004	0,005	0,009	0,003
0	0	0	0,004	0	0	0,001	0	0,002	0	0,001	0,003	0,005	0,004
0,844	0,823	0,849	0,873	0,842	0,794	0,841	0,806	0,831	0,891	0,785	0,825	0,705	0,794
0,86	0,859	0,838	0,812	0,843	0,83	0,819	0,834	0,845	0,757	0,848	0,824	0,811	0,812
0,017	0,02	0,021	0,019	0,022	0,021	0,02	0,019	0,022	0,015	0,017	0,019	0,031	0,022
3,998	4,004	4,004	4,009	4,014	4	4,01	3,992	4,024	4,001	4,005	4,004	4,015	3,988
45,4	44,2	45,8	46,6	44,9	43,2	45,1	44,1	44,3	47,5	42,5	44,7	37,5	43,9
8,4	9,7	9	10	10,1	11,6	11	10,4	10,7	12,2	11,6	10,7	19,4	11,2
46,2	46,1	45,2	43,4	45	45,2	43,9	45,5	45	40,3	45,9	44,6	43,1	44,9
0,121	0,135	0,141	0,131	0,148	0,156	0,145	0,142	0,182	0,124	0,179	0,152	0,13	0,173
0,084	0,095	0,082	0,08	0,085	0,1	0,094	0,108	0,081	0,077	0,089	0,104	0,063	0,086

Tableau 2 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des basaltes de Guanajuato.

MC197-cœur	MC197-cœur	MC197-bord	MC197-cœur	MC197-bord	MC197-bord	MC197-cœur	MC197-cœur	MC197-cœur	MC197-cœur	MC197-cœur	MC197-cœur	MC197-bord	MC197-bord
49,44	48,9	48,24	48,51	48,2	49,05	50,1	47,26	48,13	48,81	52,21	49,73	48,34	49,04
1,29	1,07	1,48	1,47	1,33	1,21	0,94	1,58	1,29	1,06	0,36	0,75	1,41	1,15
5,66	4,87	6,04	5,99	5,94	5,56	4,46	6,83	6,38	5,6	2,2	4,65	6,36	4,37
7,8	7,71	6,61	6,84	6,57	6,07	5,57	6,68	6,95	6,69	4,99	5,46	6,48	9,45
0,04	0,08	0,11	0,29	0,14	0,13	0,36	0,08	0,04	0,12	0,39	0,69	0,16	0,02
0,3	0,2	0,11	0,1	0,2	0,12	0	0,4	0,05	0,11	0,14	0,2	0,04	0,2
0,05	0	0,19	0,04	0,18	0,23	0,19	0,07	0	0	0,08	0,19	0	0,03
15,01	15,52	16,41	16,64	16,64	16,55	16,93	15,59	15,94	16,2	19	16,97	16,3	16,13
19,12	20,58	20,2	20,25	20,44	20,45	20,87	21	20,5	20,84	19,44	21,08	21,24	18,7
0,31	0,32	0,32	0,23	0,39	0,29	0,29	0,28	0,35	0,34	0,27	0,27	0,33	0,35
0,01	0	0,02	0	0	0,02	0	0	0,03	0	0,02	0,04	0	0
99,03	99,25	99,73	100,36	100,03	99,66	99,71	99,77	99,66	99,77	99,1	100,03	100,66	99,44
1,844	1,831	1,791	1,77	1,788	1,816	1,849	1,761	1,789	1,811	1,921	1,835	1,779	1,839
0,036	0,03	0,041	0,04	0,039	0,033	0,026	0,044	0,036	0,03	0,01	0,021	0,039	0,032
0,249	0,215	0,264	0,26	0,26	0,243	0,194	0,3	0,279	0,245	0,095	0,202	0,276	0,193
0,243	0,241	0,205	0,211	0,204	0,188	0,172	0,208	0,216	0,208	0,154	0,168	0,199	0,296
0,001	0,002	0,003	0,008	0,004	0,004	0,011	0,002	0,001	0,003	0,011	0,02	0,004	0
0,009	0,006	0,003	0,003	0,006	0,004	0	0,012	0,001	0,003	0,004	0,006	0,001	0,006
0,002	0	0,005	0,001	0,005	0,007	0,006	0,002	0	0	0,002	0,006	0	0,001
0,835	0,867	0,908	0,915	0,913	0,913	0,932	0,866	0,883	0,896	1,042	0,933	0,894	0,901
0,764	0,826	0,803	0,8	0,812	0,811	0,825	0,839	0,816	0,828	0,766	0,833	0,837	0,751
0,022	0,023	0,023	0,016	0,028	0,021	0,02	0,02	0,025	0,024	0,019	0,019	0,023	0,025
4,005	4,041	4,046	4,044	4,059	4,04	4,035	4,054	4,046	4,048	4,024	4,043	4,052	4,044
45,1	44,7	47,3	47,4	47,2	47,7	42,8	45	46,1	46,3	53	48,1	46,3	46,1
13,7	12,8	10,9	11,1	10,8	10	8,9	11,5	11,3	10,9	8	9	10,4	15,5
41,2	42,5	41,8	41,5	42	42,3	48,3	43,5	42,6	42,8	39	42,9	43,3	38,4
0,156	0,169	0,209	0,211	0,212	0,184	0,151	0,239	0,211	0,189	0,079	0,165	0,221	0,161
0,093	0,046	0,055	0,049	0,048	0,059	0,043	0,061	0,068	0,056	0,016	0,037	0,055	0,032

Tableau 2 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des basaltes de Guanajuato.

SA47A-cœur SA47A-bord SA47A-cœur SA47A-bord SA47A-cœur SA47A-cœur SA47A-cœur SA47A-bord SA47A-cœur SA47A-cœur SA47A-bord SA47A-cœur SA47A-bord

SiO2	53,82	53,99	53,43	53,56	53,7	53,68	53,17	53,42	52,31	54,07	53,98	52,73	52,42
TiO2	0,16	0,22	0,31	0,22	0,33	0,26	0,26	0,31	0,46	0,25	0,25	0,2	0,3
Al2O3	2,46	2,75	2,83	2,56	3,03	2,92	2,83	3,01	4,01	2,4	2,62	3,16	3,61
FeO	4,18	4,09	4,93	4,29	4,53	4,18	4	3,73	4,51	4,72	3,99	4,6	5,65
Cr2O3	0,08	0,19	0	0,13	0,36	0,54	0,5	0,42	0,41	0,09	0,13	0,28	0,35
MnO	0,25	0,05	0,1	0	0,17	0,05	0,12	0,06	0,06	0,03	0,06	0,05	0,05
NiO	0	0	0	0,07	0	0	0,1	0,05	0	0	0	0	0,02
MgO	18,48	18,32	18,84	18,79	18,35	18,12	18,22	18,06	17,49	18,7	18,17	18,06	18,33
CaO	21,19	21,15	19,68	20,95	20,3	20,98	21,54	21,46	21,28	20,57	21,5	21,44	20,07
Na2O	0,21	0,22	0,21	0,13	0,23	0,18	0,17	0,2	0,21	0,15	0,17	0,22	0,15
K2O	0,01	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	100,84	100,98	100,35	100,7	101	100,91	100,91	100,72	100,74	100,98	100,87	100,74	100,95
Si	1,94	1,934	1,932	1,932	1,93	1,931	1,919	1,926	1,893	1,944	1,942	1,91	1,896
Ti	0,004	0,006	0,008	0,006	0,009	0,007	0,007	0,008	0,013	0,007	0,007	0,005	0,008
Al	0,104	0,116	0,121	0,109	0,128	0,124	0,12	0,128	0,171	0,102	0,111	0,135	0,154
Fe	0,126	0,123	0,149	0,129	0,136	0,126	0,121	0,112	0,137	0,142	0,12	0,139	0,171
Cr	0,002	0,005	0	0,004	0,01	0,015	0,014	0,012	0,012	0,003	0,004	0,008	0,01
Mn	0,008	0,002	0,003	0	0,005	0,002	0,004	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002
Ni	0	0	0	0,002	0	0	0,003	0,001	0	0	0	0	0,001
Mg	0,993	0,981	1,016	1,01	0,983	0,972	0,98	0,97	0,944	1,002	0,974	0,975	0,989
Ca	0,818	0,814	0,763	0,81	0,782	0,809	0,833	0,829	0,825	0,792	0,829	0,832	0,778
Na	0,015	0,015	0,015	0,009	0,016	0,013	0,012	0,014	0,015	0,01	0,012	0,015	0,011
TOTAL	4,01	3,996	4,007	4,011	3,999	3,999	4,013	4,002	4,012	4,003	4,001	4,021	4,02
%En	51,1	51,1	52,6	51,8	51,6	50,9	50,6	50,7	49,5	51,7	50,6	50,1	51
%Fs	6,9	6,5	7,9	6,6	7,4	6,7	6,4	6	7,3	7,4	6,3	7,2	8,9
%Wo	42	42,4	39,5	41,6	41	42,4	43	43,3	43,2	40,9	43,1	42,7	40,1
AllV	0,06	0,061	0,068	0,068	0,07	0,069	0,081	0,074	0,107	0,056	0,058	0,09	0,104
AIVI	0,044	0,055	0,053	0,041	0,058	0,055	0,039	0,054	0,064	0,046	0,053	0,045	0,05

Tableau 3- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des filons doléritiques et basaltiques de Guanajuato.

SA47A-cœur SA47A-cœur SA47A-cœur SA47A-cœur SA47A-bord SA47A-cœur SA47A-bord SA47A-cœur SA47A-cœur SA47A-cœur SA47A-bord SA47A-cœur SA47A-bord HM85-bord

54,06	52,63	53,81	52,79	53,32	53,44	53,67	53,85	53,07	53,34	53,3	52,47	52,67	53,04
0,25	0,12	0,27	0,28	0,29	0,3	0,25	0,27	0,31	0,24	0,25	0,36	0,36	0,49
2,6	3,35	2,31	2,74	2,47	2,62	2,32	1,9	1,96	2,55	2,62	3,34	2,61	2,31
4,18	9,19	4,1	4,68	4,43	4,05	4,54	5,9	5,21	5,16	4,61	5,18	5,43	5,48
0,1	0	0,04	0,19	0,17	0,34	0,25	0,08	0,18	0,09	0,3	0,18	0,07	0,27
0,1	0,16	0,19	0,28	0,12	0,01	0,1	0,24	0,11	0,23	0,16	0,1	0,09	0,19
0	0,12	0	0,12	0	0,04	0	0	0	0	0,07	0	0,06	0
18,1	16,3	19,11	18,68	18,93	18,2	19,24	18,96	18,47	18,28	18,11	17,93	18,02	18,77
21,06	17,8	21	20,76	20,98	21,37	20,3	19,49	20,95	20,92	21,38	21,09	21,37	19,76
0,23	0,27	0,17	0,16	0,18	0,19	0,2	0,15	0,15	0,19	0,19	0,2	0,2	0,26
0	0	0	0,03	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,01
100,68	99,94	101	100,71	100,89	100,57	100,87	100,84	100,41	101	100,99	100,85	100,88	100,58
1,947	1,934	1,934	1,913	1,923	1,931	1,933	1,946	1,931	1,928	1,925	1,907	1,913	1,924
0,007	0,011	0,007	0,008	0,008	0,008	0,007	0,007	0,008	0,007	0,007	0,01	0,01	0,013
0,11	0,145	0,098	0,117	0,105	0,112	0,098	0,081	0,084	0,109	0,112	0,142	0,112	0,1
0,126	0,282	0,123	0,142	0,134	0,122	0,137	0,178	0,159	0,156	0,139	0,156	0,165	0,166
0,003	0	0,001	0,005	0,005	0,01	0,007	0,002	0,005	0,003	0,009	0,005	0,002	0,008
0,003	0,005	0,006	0,009	0,004	0	0,003	0,007	0,003	0,007	0,005	0,003	0,003	0,006
0	0,004	0	0,003	0	0,001	0	0	0	0	0,002	0	0,002	0
0,972	0,893	1,025	1,009	1,018	0,981	1,033	1,022	1,002	0,985	0,975	0,964	0,976	1,015
0,813	0,701	0,809	0,806	0,811	0,828	0,783	0,755	0,817	0,81	0,828	0,815	0,832	0,768
0,016	0,019	0,012	0,011	0,013	0,013	0,014	0,011	0,011	0,013	0,013	0,014	0,014	0,018
3,997	3,994	4,015	4,023	4,021	4,006	4,015	4,009	4,02	4,018	4,015	4,016	4,029	4,018
50,8	47,5	52,2	51,3	51,8	50,8	52,8	52,1	50,6	50,3	50,1	49,7	49,4	51,9
6,7	15,3	6,6	7,7	7	6,4	7,1	9,5	8,2	8,3	7,4	8,2	8,5	8,8
42,5	37,2	41,2	41	41,2	42,8	40,1	38,4	41,2	41,4	42,5	42,1	42,1	39,3
0,053	0,066	0,066	0,087	0,077	0,069	0,067	0,054	0,069	0,072	0,075	0,093	0,087	0,076
0,057	0,079	0,032	0,03	0,028	0,043	0,031	0,027	0,015	0,037	0,037	0,049	0,025	0,023

Tableau 3 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des filons doléritiques et basaltiques de Guanajuato.

HM85-cœur	HM85-bord	HM85-bord	HM85-cœur	HM85-bord	HM85-cœur	HM85-bord	HM85-cœur	HM85-bord	HM85-bord	HM85-bord	HM85-bord	HM85-cœur	HM85-bord
52,67	52,49	51,95	52,25	51,22	52,49	48,48	49,48	51,71	51,57	51,5	53,86	52,82	52,36
0,61	0,72	0,61	0,42	0,82	0,58	1,43	1,25	0,75	0,59	0,68	0,49	0,26	0,45
3,59	3,24	2,31	3,31	2,88	2,36	4,91	4,09	2,77	4,16	4,17	3,11	3,12	3,15
4,5	6,21	7,75	4,9	7,69	6,35	9,93	10,35	9	4,7	4,85	5,24	4,83	4,38
0,61	0,13	0,09	0,41	0	0,2	0	0,06	0	0,2	0,57	0,06	0,31	0,24
0,13	0	0,18	0,05	0,23	0,21	0,26	0,22	0,13	0,08	0,19	0,11	0,11	0,03
0,07	0	0	0	0,21	0,07	0	0,02	0,27	0	0	0,01	0,06	0,17
17,63	17,8	17,71	17,53	17,06	18,79	14,79	15,15	16,31	17,01	17,32	18,3	18,35	18,4
20,04	20	19,47	20,6	20,32	19,62	19,62	19,66	19,17	20,64	21,23	19,5	19,82	20,83
0,42	0,34	0,21	0,21	0,44	0,31	0,5	0,3	0,26	0,27	0,23	0,32	0,41	0,38
0	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0,01	0	0	0	0,02	0
100,27	100,93	100,28	99,68	100,87	100,99	99,93	100,58	100,38	99,22	100,74	101	100,11	100,39
1,91	1,904	1,911	1,911	1,883	1,907	1,82	1,845	1,91	1,894	1,872	1,935	1,92	1,902
0,017	0,02	0,017	0,012	0,023	0,016	0,04	0,035	0,021	0,016	0,019	0,013	0,007	0,012
0,153	0,139	0,1	0,143	0,125	0,101	0,217	0,18	0,121	0,18	0,179	0,132	0,134	0,135
0,137	0,188	0,238	0,15	0,236	0,193	0,312	0,322	0,278	0,144	0,147	0,157	0,147	0,133
0,017	0,004	0,003	0,012	0	0,006	0	0,002	0	0,006	0,016	0,002	0,009	0,007
0,004	0	0,006	0,002	0,007	0,006	0,008	0,007	0,004	0,002	0,006	0,003	0,002	0,001
0,002	0	0	0	0	0,002	0	0,001	0,008	0	0	0	0,002	0,005
0,953	0,962	0,971	0,956	0,935	1,018	0,827	0,842	0,898	0,931	0,938	0,98	0,994	0,996
0,779	0,777	0,767	0,808	0,801	0,764	0,789	0,785	0,759	0,812	0,827	0,751	0,772	0,811
0,03	0,024	0,015	0,015	0,031	0,022	0,036	0,022	0,019	0,019	0,016	0,022	0,029	0,027
4,002	4,018	4,028	4,009	4,041	4,035	4,049	4,041	4,018	4,004	4,02	3,995	4,016	4,029
50,9	49,9	49	49,9	47,2	51,4	42,7	43	46,3	49,3	48,9	51,8	51,9	51,3
7,5	9,8	12,3	7,9	12,4	10,1	16,5	16,8	14,5	7,8	8	8,5	7,8	6,9
41,6	40,3	38,7	42,2	40,4	38,5	40,8	40,2	39,2	42,9	43,1	39,7	40,3	41,8
0,09	0,096	0,089	0,089	0,117	0,093	0,18	0,155	0,09	0,106	0,013	0,065	0,08	0,098
0,063	0,043	0,011	0,054	0,008	0,008	0,037	0,025	0,031	0,074	0,051	0,067	0,054	0,037

Tableau 3 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des filons doléritiques et basaltiques de Guanajuato.

HM85-bord	HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-bord	HM85-bord	HM85-bord	HM85-cœur
51,86	50,91	52,31	48,25	49	50,15	50,78	51,82	49,79	52,11	52,42	51,44	50,08	50,53
0,37	0,57	0,48	1,49	1,64	1,23	0,46	0,33	0,51	0,52	0,48	0,7	1,44	1,19
3,15	4,03	3,58	5,19	4,33	4,71	3,92	3,22	4,39	3,97	3,3	3,85	4,48	4,95
4,55	4,75	4,16	10,09	10,15	8,46	5,19	4,82	5,03	3,97	4,07	5,33	8,23	8,09
0,4	1,04	0,61	0	0,11	0,1	0,14	0,71	0,72	0,75	0,54	0,27	0	0,13
0,05	0	0,09	0,1	0,27	0,13	0,47	0,1	0,1	0,14	0,12	0,04	0,19	0,13
0,16	0,17	0,02	0	0	0	0,47	0,03	0	0,07	0,14	0	0	0
18,21	17,96	17,92	14,65	15,01	15,79	17,39	18,02	18,42	16,5	16,68	15,99	13,91	13,82
20,29	20,73	20,99	19,49	20,02	19,98	20,16	20,2	19,98	21,64	21,9	21,23	20,27	20,4
0,33	0,28	0,25	0,57	0,46	0,34	0,16	0,18	0,22	0,34	0,26	0,28	0,47	0,36
0	0	0,02	0,06	0,01	0	0,01	0	0	0,01	0	0	0	0,03
99,37	100,44	100,43	99,89	101	100,89	99,15	99,43	99,16	100,02	99,91	99,13	99,07	99,63
1,903	1,858	1,897	1,819	1,823	1,845	1,881	1,902	1,84	1,9	1,915	1,9	1,876	1,878
0,01	0,016	0,013	0,042	0,046	0,034	0,013	0,009	0,014	0,014	0,013	0,019	0,041	0,033
0,136	0,173	0,153	0,229	0,19	0,204	0,171	0,139	0,191	0,171	0,142	0,168	0,198	0,217
0,14	0,145	0,126	0,317	0,316	0,26	0,161	0,148	0,155	0,121	0,124	0,165	0,258	0,251
0,012	0,03	0,017	0	0,003	0,003	0,004	0,021	0,021	0,022	0,016	0,008	0	0,004
0,002	0	0,003	0,003	0,009	0,004	0,015	0,003	0,003	0,004	0,004	0,001	0,006	0,004
0,005	0,005	0,001	0	0	0	0,014	0,001	0	0,002	0,004	0	0	0
0,996	0,977	0,969	0,82	0,833	0,866	0,96	0,986	1,015	0,897	0,908	0,881	0,777	0,766
0,798	0,811	0,816	0,785	0,798	0,788	0,8	0,794	0,791	0,846	0,857	0,84	0,813	0,812
0,023	0,02	0,018	0,042	0,033	0,024	0,001	0,013	0,016	0,024	0,018	0,02	0,034	0,026
4,025	4,035	4,013	4,057	4,051	4,028	4,02	4,016	4,046	4,001	4,001	4,002	4,003	3,991
51,5	50,6	50,6	42,6	42,6	45,2	49,6	51	51,7	48	48	46,7	41,9	41,8
7,3	7,5	6,7	16,6	16,6	13,8	9,1	7,8	8,1	6,7	6,8	8,8	14,2	13,9
41,2	41,9	42,7	40,8	40,8	41	41,3	41,2	40,2	45,3	45,2	44,5	43,9	44,3
0,097	0,042	0,103	0,187	0,177	0,155	0,119	0,098	0,16	0,1	0,085	0,1	0,124	0,122
0,039	0,031	0,05	0,042	0,013	0,049	0,052	0,041	0,031	0,071	0,057	0,068	0,074	0,095

Tableau 3 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des filons doléritiques et basaltiques de Guanajuato.

HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-bord	HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-cœur	HM85-cœur	LP110-bord	LP110-bord	LP110-cœur	LP110-bord
50,04	49,95	49,99	52,05	53,03	51,59	51,4	49,89	52,18	51,55	51,5	47,96	47,2	49,54	
1,41	1,6	1,38	0,64	0,56	0,84	0,72	1,13	0,38	0,28	0,11	0,88	0,91	0,52	
4,76	4,37	4,44	2,46	2,22	4,23	3,86	5,27	3,87	4,22	0,31	4,9	5,79	3,56	
9,16	8,32	8,6	6,53	6,58	7,14	5,51	6,98	3,79	4,02	13,79	10,18	10,05	9,31	
0	0	0	0	0,08	0	0,16	0	0,62	0,83	0	0,2	0	0,13	
0,21	0,2	0,26	0,23	0,31	0,09	0,12	0,23	0,01	0	0,84	0,25	0,19	0,24	
0	0	0,05	0	0	0,03	0,16	0,04	0	0	0	0	0	0	
13,23	13,42	13,47	16,27	16,29	14,01	15,21	14,46	16,54	16,77	11,77	14,05	13,61	15,06	
20,75	21,16	20,82	20,51	20,52	21,02	21,62	21,18	21,75	21,07	21,58	21,06	21,5	20,74	
0,44	0,4	0,46	0,27	0,25	0,35	0,27	0,31	0,26	0,29	0,27	0,17	0,24	0,19	
0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0	0,01	0	0,01	0,01	0	0	0	0	
100,02	99,43	99,48	99	99,86	99,3	99,04	99,49	99,41	99,04	100,17	99,65	99,51	99,29	
1,871	1,87	1,872	1,933	1,95	1,914	1,906	1,855	1,91	1,895	1,97	1,815	1,791	1,868	
0,04	0,045	0,039	0,018	0,015	0,023	0,02	0,032	0,01	0,008	0,003	0,025	0,026	0,015	
0,21	0,193	0,196	0,108	0,096	0,185	0,169	0,231	0,167	0,183	0,014	0,219	0,259	0,158	
0,287	0,261	0,269	0,203	0,202	0,222	0,171	0,217	0,116	0,123	0,441	0,322	0,319	0,294	
0	0	0	0	0,002	0	0,005	0	0,018	0,024	0	0,006	0	0,004	
0,007	0,006	0,008	0,007	0,01	0,003	0,004	0,007	0	0	0,027	0,008	0,006	0,008	
0	0	0,002	0	0	0,001	0,005	0,001	0	0	0	0	0	0	
0,738	0,749	0,752	0,901	0,893	0,775	0,841	0,801	0,903	0,919	0,671	0,793	0,77	0,846	
0,832	0,836	0,836	0,816	0,808	0,836	0,859	0,844	0,853	0,83	0,884	0,854	0,874	0,838	
0,001	0,029	0,033	0,019	0,018	0,025	0,019	0,022	0,018	0,021	0,02	0,012	0,018	0,014	
3,986	3,989	4,007	4,005	3,994	3,984	3,999	4,01	3,995	4,003	4,03	4,054	4,063	4,045	
39,6	40,2	40,3	46,7	46,7	42,2	44,9	42,9	48,2	49,1	33,2	40,1	39,1	42,6	
15,7	14,3	14,9	10,9	10,9	12,2	9,3	12	6,2	6,6	23,1	16,7	16,5	15,2	
44,7	45,5	44,8	42,4	42,4	45,6	45,8	45,1	45,6	44,3	43,7	43,2	44,4	42,2	
0,129	0,13	0,128	0,067	0,05	0,086	0,094	0,145	0,09	0,105	0,014	0,185	0,209	0,132	
0,081	0,063	0,068	0,041	0,046	0,099	0,075	0,086	0,077	0,078	0	0,034	0,05	0,026	

Tableau 3 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des filons doléritiques et basaltiques de Guanajuato.

	MC195-cœur	MC195-cœur	MC195-cœur	MC195-cœur	LP103-cœur	LP103-cœur	LP103-cœur	LP103-bord	LP103-bord	SA3-cœur	SA3-cœur	SA3-cœur
SiO2	52,92	51,77	52,45	51,87	53,02	53,42	52,97	53,62	52,59	53,99	52,83	55,08
TiO2	0,03	0,33	0,16	0,31	0,16	0,05	0,19	0,12	0,08	0,1	0,24	0,16
Al2O3	0,39	1,45	0,91	1,5	0,74	0,88	1,08	0,82	0,84	0,82	1,82	1,27
FeO	6,77	6,95	8,11	7,89	6,32	6,58	6,77	6,18	6,13	6,46	7	5,41
Cr2O3	0,05	0,2	0	0	0,06	0,19	0	0,2	0,09	0	0	0,05
MnO	0,1	0,26	0,08	0,46	0,22	0,18	0,29	0,23	0,19	0,32	0,23	0,14
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	14,45	14,54	13,75	14,89	15,06	14,84	14,65	14,86	14,6	15,73	14,89	16,91
CaO	25,18	23,18	24,18	21,91	24,45	24,72	24,05	24,42	24,54	22,59	22,04	22,13
Na2O	0,12	0,25	0,34	0,57	0,28	0,22	0,34	0,31	0,25	0,22	0,28	0,19
K2O	0	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	100,01	98,93	100	99,41	100,31	101,08	100,34	100,76	99,31	100,23	99,33	101,34
Si	1,972	1,946	1,963	1,944	1,963	1,964	1,986	1,973	1,966	1,986	1,964	1,998
Ti	0,001	0,009	0,005	0,009	0,004	0,001	0,003	0,003	0,002	0,003	0,007	0,004
Al	0,017	0,064	0,04	0,066	0,032	0,038	0,036	0,036	0,037	0,036	0,08	0,054
Fe	0,211	0,218	0,254	0,247	0,196	0,202	0,21	0,19	0,192	0,199	0,218	0,164
Cr	0,001	0,006	0	0	0,002	0,006	0	0,006	0,003	0	0	0,001
Mn	0,003	0,008	0,003	0,015	0,007	0,006	0,009	0,007	0,006	0,01	0,007	0,004
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,803	0,815	0,767	0,832	0,831	0,813	0,809	0,815	0,814	0,862	0,825	0,876
Ca	1,005	0,934	0,97	0,88	0,97	0,974	0,955	0,963	0,983	0,89	0,878	0,86
Na	0,009	0,018	0,025	0,041	0,02	0,016	0,024	0,022	0,018	0,016	0,02	0,013
TOTAL	4,022	4,018	4,027	4,034	4,025	4,02	4,032	4,015	4,021	4,002	3,999	3,974
%En	39,7	41,2	38,5	42,1	41,5	40,8	40,8	41,3	40,8	44	42,8	46
%Fs	10,6	11,5	12,9	13,3	10,1	10,4	11	10	9,9	10,6	11,7	8,8
%Wo	49,7	47,3	48,6	44,6	48,4	48,8	48,2	48,7	49,3	45,4	45,5	45,2
AlIV	0,017	0,054	0,37	0,56	0,032	0,036	0,038	0,027	0,034	0,014	0,036	0,002
AlVI	0	0,01	0,003	0,01	0	0,002	0,009	0,009	0,003	0,022	0,044	0,052

Tableau 4- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des gabbros cumulats et gabbros subdoléritiques de Guanajuato.



SA3-cœur	SA3-cœur	SA3-cœur	SA3-bord	SA3-bord	SA26-cœur	SA26-cœur	SA26-cœur	SA26-cœur	SA26-bord	SA26-bord	SA26-cœur	SA26-cœur
54,18	54,32	53,78	54,13	52,46	52,7	52,8	50,79	50,43	50,73	50,63	53,32	50,91
0,1	0,09	0,04	0,11	0,33	0,74	0,39	0,92	0,85	0,87	0,97	0,33	0,63
1,22	0,78	0,51	0,84	2,09	3,16	2,26	3,27	3,45	3,45	3,49	2,38	2,47
6,75	6,54	7,03	6,51	7,3	7,47	5,92	9,82	9,3	9,58	9,63	6,1	10,29
0,01	0,06	0,02	0	0	0	0,2	0	0	0	0	0,39	0
0,53	0,24	0,14	0,47	0,29	0,43	0,24	0,43	0,24	0,39	0,29	0,29	0,31
0,04	0	0	0	0,03	0,03	0	0	0	0	0	0	0,02
14,93	15	15,38	15,75	15,64	15,75	16,48	14,16	14,46	14,17	14,13	18,06	13,62
23,03	23,19	23,27	22,47	20,54	20,3	20,47	20,38	20,11	20,21	19,5	18,98	20,56
0,19	0,29	0,24	0,25	0,35	0,41	0,3	0,42	0,39	0,42	0,39	0,21	0,31
0,02	0,01	0,02	0	0,01	0,01	0	0,02	0	0,02	0	0	0
101	100,52	100,43	100,53	99,04	101	99,06	100,2	99,23	99,84	99,03	100,06	99,12
1,983	1,995	1,984	1,986	1,953	1,924	1,945	1,897	1,895	1,898	1,904	1,943	1,925
0,003	0,002	0,001	0,003	0,009	0,02	0,011	0,026	0,024	0,024	0,027	0,009	0,018
0,053	0,034	0,022	0,036	0,092	0,136	0,098	0,144	0,153	0,152	0,155	0,102	0,11
0,207	0,201	0,217	0,2	0,227	0,228	0,182	0,307	0,292	0,3	0,303	0,186	0,325
0	0,002	0,001	0	0	0	0,006	0	0	0	0	0,011	0
0,016	0,007	0,004	0,015	0,009	0,013	0,007	0,014	0,008	0,012	0,009	0,009	0,01
0,001	0	0	0	0,001	0,001	0	0	0	0	0	0	0,001
0,815	0,821	0,846	0,861	0,868	0,857	0,925	0,788	0,81	0,79	0,792	0,981	0,768
0,903	0,912	0,92	0,883	0,819	0,794	0,808	0,815	0,81	0,81	0,786	0,741	0,833
0,013	0,021	0,017	0,018	0,025	0,029	0,021	0,03	0,028	0,03	0,028	0,015	0,023
3,994	3,995	3,992	4,002	4,003	4,002	4,003	4,021	4,02	4,016	4,004	3,997	4,013
42	42,3	42,6	44	45,1	45,3	48,1	41	42,2	41,3	41,9	51,2	39,7
11,5	10,7	11,1	10,9	12,3	12,8	9,9	16,6	15,6	16,3	16,5	10,2	17,3
46,5	47	46,3	45,1	42,6	41,9	42	42,4	42,2	42,4	41,6	38,6	43
0,017	0,005	0,016	0,014	0,047	0,076	0,055	0,103	0,105	0,102	0,096	0,057	0,075
0,036	0,029	0,006	0,022	0,045	0,06	0,043	0,041	0,048	0,05	0,059	0,045	0,035

Tableau 4 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des gabbros cumulats et gabbros subdoléritiques de Guanajuato.

SA26-cœur	SA26-cœur	SA26-bord	SA26-bord	SA26-cœur	SA26-bord	SA26-bord	SA26-cœur	SA26-cœur	SA26-bord	SA26-bord	SA26-cœur	SA26-cœur
53,35	53,15	53,24	52,58	51,97	51,29	52,07	52,46	53,51	53,88	51,99	51,88	53,12
0,36	0,39	0,47	0,46	0,54	0,61	0,61	0,63	0,33	0,34	0,68	0,72	0,48
2,1	2,15	2,11	2,27	3,22	4,32	3,57	3,28	2,01	2,09	3,04	2,45	2,2
6,14	6,26	7,62	8,31	6,82	6,11	6,65	6,79	7,07	6,41	7,73	9,63	6,65
0,21	0,09	0	0,03	0,11	0,61	0,12	0,06	0,27	0,3	0	0,04	0
0,26	0,15	0,32	0,22	0	0,07	0,28	0,38	0,1	0,12	0,38	0,5	0,29
0	0,03	0	0,04	0,02	0,02	0,07	0	0	0	0	0	0
18,1	17,85	17,11	16,34	16,2	16,48	16,55	16,49	17,58	18,49	15,35	15,16	16,61
19,32	19,86	19,7	19,49	20,3	19,99	20,55	20,2	18,68	18,11	20,15	19,29	20,22
0,24	0,29	0,28	0,34	0,3	0,45	0,3	0,33	0,27	0,27	0,35	0,35	0,29
0	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0,01
100,08	100,21	100,85	100,08	99,48	99,95	100,77	100,64	99,82	100,01	99,67	100,02	99,87
1,946	1,94	1,943	1,94	1,919	1,883	1,901	1,916	1,959	1,956	1,926	1,93	1,951
0,01	0,011	0,013	0,013	0,015	0,017	0,017	0,017	0,009	0,009	0,019	0,02	0,013
0,09	0,093	0,091	0,099	0,14	0,187	0,154	0,141	0,087	0,09	0,133	0,107	0,095
0,187	0,191	0,233	0,256	0,211	0,188	0,203	0,207	0,216	0,195	0,239	0,3	0,204
0	0,003	0	0,001	0,003	0,018	0,003	0,002	0,008	0,009	0	0,001	0
0,006	0,005	0,01	0,007	0	0,002	0,009	0,012	0,003	0,004	0,012	0,016	0,009
0	0,001	0	0,001	0,001	0,001	0,002	0	0	0	0	0	0
0,984	0,971	0,931	0,899	0,892	0,902	0,901	0,898	0,96	1,002	0,848	0,841	0,909
0,755	0,777	0,77	0,77	0,803	0,786	0,804	0,79	0,733	0,706	0,8	0,769	0,794
0,017	0,021	0,02	0,024	0,021	0,032	0,021	0,023	0,019	0,019	0,025	0,025	0,021
3,995	4,013	4,011	4,01	4,005	4,016	4,015	4,006	3,994	3,993	4,002	4,009	3,996
50,9	50	47,9	46,5	46,8	48	47	47,1	50,2	52,6	44,6	43,7	47,4
10,1	10,1	12,5	13,6	11,1	10,1	11	11,5	11,5	10,4	13,2	16,4	11,1
39	39,9	39,6	39,9	42,1	41,9	42	41,4	38,3	37	42,2	39,9	41,5
0,054	0,06	0,057	0,06	0,081	0,117	0,099	0,084	0,041	0,041	0,074	0,07	0,049
0,036	0,033	0,034	0,039	0,059	0,07	0,055	0,057	0,046	0,049	0,059	0,037	0,046

Tableau 4 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des gabbros cumulats et gabbros subdoléritiques de Guanajuato.

	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13
SiO2	53,29	52,12	52,81	52,17	52,86	52,02	52,35	51,81	53,66	52,44	52,13	52,07	53,58
TiO2	0,22	0,37	0,29	0,44	0,36	0,3	0,48	0,47	0,26	0,38	0,47	0,45	0,22
Al2O3	1,85	2,93	2,28	3,2	2,7	2,16	2,56	2,95	2,06	3,08	3,12	3,16	1,69
FeO	4,67	6,02	5,3	6,47	6,01	5,45	4,94	6,34	5,3	6,05	6,26	6,25	5,47
Cr2O3	0,01	0,19	0,18	0,05	0	0,15	0,02	0,13	0,1	0,09	0,16	0,14	0,06
MnO	0,23	0,26	0,22	0,14	0,21	0,43	0,24	0,18	0,43	0,34	0,11	0,05	0,06
NiO	0	0	0,08	0,1	0,09	0	0	0	0,01	0	0	0,11	0
MgO	16,21	15,27	15,52	15,68	15,86	15,45	15,07	15,25	15,78	15,33	15,1	15,25	15,4
CaO	24,31	23,24	23,98	22,47	22,22	23,27	24,98	22,6	23,3	23	22,74	22,77	23,4
Na2O	0,12	0,28	0,11	0,27	0,25	0,16	0,1	0,24	0,1	0,25	0,26	0,25	0,22
K2O	0,01	0	0	0	0	0,02	0,01	0	0	0,02	0,03	0	0
TOTAL	100,92	100,68	100,77	101	100,56	99,41	100,75	99,97	101	100,98	100,38	100,51	100,1
Si	1,942	1,914	1,933	1,908	1,934	1,932	1,92	1,915	1,953	1,917	1,917	1,913	1,967
Ti	0,006	0,01	0,008	0,012	0,01	0,008	0,013	0,013	0,007	0,01	0,013	0,012	0,006
Al	0,079	0,127	0,098	0,138	0,116	0,095	0,111	0,129	0,088	0,133	0,135	0,137	0,073
Fe	0,142	0,185	0,162	0,198	0,184	0,169	0,151	0,196	0,161	0,185	0,193	0,192	0,168
Cr	0	0,006	0,005	0,001	0	0,004	0,001	0,004	0,003	0,003	0,005	0,004	0,002
Mn	0,007	0,008	0,007	0,004	0,007	0,014	0,007	0,006	0,013	0,011	0,003	0,002	0,002
Ni	0	0	0,002	0,003	0,003	0	0	0	0	0	0	0,003	0
Mg	0,881	0,836	0,847	0,855	0,865	0,855	0,824	0,84	0,856	0,836	0,828	0,835	0,843
Ca	0,949	0,914	0,941	0,881	0,871	0,926	0,981	0,895	0,909	0,901	0,896	0,896	0,921
Na	0,008	0,02	0,008	0,019	0,018	0,012	0,007	0,017	0,007	0,018	0,019	0,018	0,016
TOTAL	4,014	4,02	4,011	4,019	4,008	4,015	4,015	4,015	3,997	4,014	4,009	4,012	3,998
%En	44,5	43	43,3	44,1	44,9	43,5	41,9	43,4	44,1	43,2	43,1	43,4	43,6
%Fs	7,5	9,9	8,6	10,4	9,9	9,3	8,1	10,4	9	10,1	10,2	10,1	8,8
%Wo	48	47,1	48,1	45,5	45,2	47,2	50	46,2	46,9	46,7	46,7	46,5	47,6
AlIV	0,058	0,086	0,067	0,092	0,066	0,068	0,08	0,085	0,047	0,083	0,083	0,087	0,033
AlVI	0,021	0,041	0,031	0,046	0,05	0,027	0,031	0,044	0,041	0,05	0,052	0,05	0,04

Tableau 5- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des cumulats ultrabasiqes (MA13, HM118 et JU74) et des diorites (LP118) de Guanajuato.

MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	MA13	HM118-cœur	JU74-cœur	JU74-cœur	JU74-cœur	JU74-bord	LP118-cœur	LP118-cœur
52,08	53,31	53,06	53,17	53,91	51,8	52,41	52,31	52,74	52,42	52,64	52,21	52,31
0,46	0,28	0,27	0,26	0,36	0,47	0,27	0,31	0,37	0,37	0,32	0,07	0,12
2,73	2,01	1,88	2,05	3,24	3,14	1,91	2,02	1,57	2,02	2,11	0,89	0,77
6,29	4,96	5,56	5,14	5,62	6,07	4,27	4,35	4,35	4,53	4,32	8,03	8,55
0,11	0,03	0,09	0,04	0,1	0,16	0,62	0,29	0,05	0,8	0,05	0	0,01
0,31	0,24	0	0,33	0,21	0,14	0	0,15	0,25	0,21	0,19	0,46	0,14
0	0	0,03	0,04	0	0	0	0	0	0	0	0	0
14,92	15,94	15,9	15,71	15,62	15,32	16,95	16,54	17,23	16,93	16,93	14,42	13,72
22,82	23,07	23,49	23,44	21,32	22,96	23,54	23,68	23,73	23,58	23,72	23,2	23,95
0,27	0,12	0,13	0,16	0,27	0,23	0,29	0,2	0,18	0,11	0,13	0,22	0,19
0	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0
99,99	99,96	100,41	100,34	100,66	100,3	100,26	99,85	100,47	100,97	100,41	99,5	99,76
1,925	1,955	1,944	1,949	1,955	1,908	1,921	1,926	1,929	1,912	1,925	1,964	1,965
0,013	0,008	0,007	0,007	0,01	0,013	0,007	0,009	0,01	0,01	0,009	0,002	0,003
0,119	0,087	0,081	0,089	0,138	0,136	0,083	0,088	0,068	0,087	0,091	0,035	0,034
0,194	0,152	0,17	0,158	0,17	0,187	0,131	0,134	0,133	0,138	0,132	0,253	0,269
0,003	0,001	0,003	0,001	0,003	0,005	0,018	0,008	0,001	0,023	0,001	0	0
0,01	0,007	0,005	0,01	0,006	0,004	0	0,005	0,008	0,006	0,006	0,011	0
0	0	0,001	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0,014
0,822	0,872	0,868	0,858	0,844	0,841	0,926	0,908	0,94	0,921	0,923	0,809	0,768
0,904	0,907	0,922	0,921	0,828	0,906	0,925	0,934	0,93	0,922	0,929	0,935	0,964
0,019	0,009	0,009	0,011	0,019	0,016	0,021	0,014	0,013	0,008	0,009	0,016	0,014
4,009	3,998	4,01	4,005	3,973	4,016	4,032	4,026	4,032	4,027	4,025	4,025	4,031
42,6	45	44,2	44,1	45,6	43,4	46,7	45,8	46,7	46,3	46,4	40,3	38,3
10,6	8,2	8,9	8,6	9,6	9,9	6,6	7	7	7,3	6,9	13,1	13,6
46,8	46,8	46,9	47,3	44,8	46,7	46,7	47,2	46,3	46,4	46,7	46,6	48,1
0,075	0,045	0,056	0,051	0,045	0,092	0,079	0,074	0,068	0,087	0,075	0,035	0,034
0,044	0,042	0,025	0,038	0,093	0,044	0,004	0,014	0	0	0,016	0	0

Tableau 5 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des cumulats ultrabasiqes (MA13, HM118 et JU74) et des diorites (LP118) de Guanajuato.

	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-bord	MA7-bord	MA7-bord	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-bord	MA7-bord	MA7-cœur	MA7-cœur
SiO2	53,66	53,25	53,62	52,96	53,92	51,09	54,12	53,26	53,28	50,26	51,88	51,3	51,38	50,75	50,1
TiO2	0,13	0,14	0,12	0,19	0,07	0,35	0,07	0,13	0,22	0,47	0,21	0,35	0,51	0,8	0,66
Al2O3	1,05	1,93	1,09	1,85	1,04	3,43	1,17	3,08	1,79	4,35	3,85	3,98	4,54	5,21	5,13
FeO	3,6	3,54	3,01	3,93	3,1	6,54	3,15	3,03	4,83	6,2	5,61	6,44	6,56	7,01	7,15
Cr2O3	0,68	0,74	0,9	0,57	0,64	0,15	0,69	0,65	0,17	0,01	0,19	0	0,02	0	0,01
MnO	0,17	0,08	0,05	0,01	0	0,22	0,06	0,08	0,17	0,22	0,06	0,15	0,14	0,12	0,09
NiO	0,06	0,07	0,03	0	0,06	0,04	0,05	0,13	0	0,09	0	0	0	0,07	0
MgO	17,07	16,62	17,15	16,47	17,33	14,45	17,05	16,93	15,87	15,3	15	14,9	13,88	13,56	13,75
CaO	23,33	23,14	22,83	22,89	22,81	22,5	22,72	22,58	22,6	22,2	22,17	21,96	22,43	21,86	21,9
Na2O	0,18	0,21	0,23	0,2	0,19	0,24	0,17	0,12	0,18	0,26	0,22	0,27	0,25	0,28	0,31
K2O	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0,02	0,03	0	0	0	0	0
TOTAL	99,93	99,72	99,03	99,07	99,17	99,01	99,25	99,99	99,13	99,39	99,19	99,35	99,71	99,66	99,1
Si	1,963	1,95	1,971	1,953	1,967	1,913	1,97	1,935	1,968	1,87	1,919	1,904	1,901	1,881	1,872
Ti	0,004	0,004	0,003	0,005	0,018	0,004	0,019	0,004	0,005	0,013	0,006	0,01	0,014	0,022	0,019
Al	0,045	0,083	0,047	0,08	0,045	0,151	0,05	0,132	0,078	0,191	0,168	0,174	0,198	0,228	0,226
Fe	0,11	0,108	0,093	0,121	0,095	0,205	0,096	0,092	0,149	0,193	0,174	0,2	0,203	0,217	0,223
Cr	0,02	0,021	0,026	0,017	0,018	0,004	0,02	0,019	0,005	0	0,006	0	0,001	0	0
Mn	0,005	0,002	0,002	0	0	0,007	0,002	0,002	0,005	0,007	0,002	0,005	0,004	0,004	0,003
Ni	0,002	0,002	0,001	0	0,002	0,001	0,001	0,004	0	0,003	0	0	0	0,002	0
Mg	0,931	0,907	0,94	0,905	0,942	0,807	0,925	0,917	0,874	0,849	0,827	0,824	0,766	0,749	0,766
Ca	0,915	0,908	0,899	0,904	0,891	0,903	0,886	0,879	0,895	0,885	0,879	0,873	0,889	0,868	0,877
Na	0,013	0,015	0,016	0,014	0,013	0,017	0,012	0,008	0,013	0,019	0,016	0,019	0,018	0,02	0,022
TOTAL	4,008	4	3,998	3,999	3,991	4,012	3,981	3,992	3,992	4,03	3,997	4,009	3,994	3,991	4,008
%En	47,5	47,1	48,6	46,9	48,9	42	48,5	48,5	45,4	43,9	44	43,3	41,1	40,8	41
%Fs	5,9	5,8	4,9	6,3	4,9	11	5,1	5	8	10,3	9,3	10,8	11,1	12	12,1
%Wo	46,6	47,1	46,5	46,8	46,2	47	46,4	46,5	46,6	45,8	46,7	45,9	47,8	47,2	46,9
AlIV	0,037	0,05	0,029	0,047	0,033	0,087	0,03	0,065	0,032	0,13	0,081	0,096	0,099	0,119	0,128
AlVI	0,008	0,033	0,018	0,033	0,012	0,064	0,02	0,067	0,046	0,061	0,087	0,078	0,099	0,109	0,098

Tableau 6- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un filon d'ankaramite de Guanajuato.

MA7-bord	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-bord	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-bord	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-cœur
52,43	52,33	53,03	51,29	50,5	51,12	51,98	51,2	51,89	51,2	50,88	52,24	51,89	51,36	50,07	50,18
0,24	0,14	0,18	0,39	0,54	0,49	0,37	0,56	0,35	0,41	0,32	0,26	0,32	0,45	0,65	0,81
2,97	2,07	2,09	3,88	3,9	3,9	2,53	3,68	2,61	3,22	3,19	2	2,89	3,27	4,19	5,13
4,67	3,97	3,43	6,63	6,84	6,59	6,49	6,65	5,3	6,07	5,19	5,77	5,29	5,62	7,08	7,79
0,26	0,63	0,62	0,12	0,09	0	0	0	0,27	0	0,29	0,26	0,2	0,03	0	0
0,1	0,05	0,14	0,14	0,17	0,05	0,07	0,07	0,17	0,08	0,14	0,19	0,17	0,11	0,13	0,19
0,04	0	0	0	0	0,06	0	0,02	0	0	0,01	0	0	0,19	0,05	0,04
16,13	16,33	16,45	14,3	14,09	14,83	14,98	14,22	15,19	15,73	15,77	15,78	15,23	14,9	14,06	13,45
22,32	23,35	23,45	22,9	22,9	21,73	21,83	22,64	22,94	22,69	23,43	22,31	23,31	23,19	22,47	21,45
0,25	0,19	0,2	0,32	0,3	0,29	0,93	0,35	0,31	0,24	0,26	0,2	0,21	0,27	0,31	0,33
0	0,01	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0	0	0	0,04	0	0	0
99,41	99,07	99,59	99,97	99,33	99,07	99,18	99,4	99,03	99,64	99,48	99,01	99,55	99,39	99,01	99,37
1,93	1,936	1,945	1,9	1,888	1,903	1,936	1,906	1,93	1,898	1,89	1,943	1,921	1,908	1,878	1,873
0,007	0,004	0,005	0,011	0,015	0,014	0,01	0,016	0,01	0,011	0,009	0,007	0,009	0,013	0,018	0,023
0,129	0,09	0,09	0,169	0,172	0,171	0,111	0,161	0,114	0,141	0,14	0,088	0,126	0,143	0,185	0,226
0,144	0,123	0,105	0,205	0,214	0,205	0,202	0,207	0,165	0,188	0,161	0,179	0,164	0,175	0,222	0,243
0,008	0,018	0,018	0,004	0,003	0	0	0	0,008	0	0,009	0,008	0,006	0,001	0	0
0,003	0,002	0,004	0,004	0,005	0,002	0,002	0,002	0,005	0,003	0,004	0,006	0,005	0,003	0,004	0,006
0,001	0	0	0	0	0,002	0	0,001	0	0	0	0	0	0,006	0,002	0,001
0,885	0,901	0,899	0,79	0,785	0,823	0,832	0,789	0,842	0,869	0,873	0,875	0,841	0,825	0,786	0,749
0,88	0,926	0,922	0,909	0,917	0,867	0,871	0,903	0,914	0,901	0,932	0,889	0,925	0,923	0,903	0,858
0,018	0,014	0,014	0,023	0,022	0,021	0,067	0,025	0,022	0,017	0,019	0,014	0,015	0,019	0,023	0,024
4,005	4,014	4,002	4,015	4,021	4,008	4,031	4,01	4,01	4,028	4,037	4,009	4,012	4,016	4,021	4,003
46,3	46,2	46,6	41,4	40,9	43,4	43,6	41,5	43,7	44,3	44,3	44,9	43,5	42,8	41	40,3
7,7	6,4	5,7	11	11,4	10,9	10,7	11	8,8	9,7	8,4	9,5	8,7	9,2	11,8	13,4
46	47,4	47,7	47,6	47,7	45,7	45,7	47,5	47,5	46	47,3	45,6	47,8	48	47,2	46,3
0,07	0,064	0,055	0,1	0,112	0,097	0,064	0,094	0,07	0,102	0,11	0,057	0,079	0,092	0,122	0,127
0,059	0,026	0,035	0,069	0,06	0,074	0,047	0,067	0,044	0,039	0,03	0,031	0,047	0,051	0,063	0,099

Tableau 6 (suite)-Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un filon d'ankaramite de Guanajuato.

MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-bord	MA7-cœur	MA7-cœur	MA7-bord	MA7-cœur	MA7-bord	MA7-cœur	MA7-bord	MA7-bord	MA7-bord	MA7-bord	MA7-bord
52,9	51,5	51,92	52,21	53,1	52,69	51,83	53,04	53,25	52,11	50,68	52,06	50,08	51,91
0,18	0,44	0,31	0,3	0,41	0,34	0,4	0,29	0,23	0,34	0,61	0,26	0,69	0,33
1,69	3,68	3,22	2,28	3,25	2,87	3,17	1,93	2,36	2,54	4,65	2,33	4,37	2,55
5,63	6,03	6,84	6,53	6,69	6,44	6,11	6,37	6,09	6,26	6,83	7,69	7,42	5,85
0,1	0,09	0	0,09	0	0,12	0,16	0,1	0	0	0	0	0,07	0
0,15	0,13	0,18	0,29	0,26	0,25	0,11	0,17	0,16	0,14	0,15	0,12	0,26	0,01
0	0,11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0
16,67	14,6	15,32	15,82	15,2	15,5	15,53	16,26	16,07	15,61	13,92	15,18	14,48	15,54
21,98	22,56	21,46	21,37	21,87	22,4	21,88	21,81	21,54	22,32	22,33	20,98	21,48	23,01
0,21	0,25	0,18	0,17	0,22	0,18	0,27	0,19	0,26	0,17	0,29	0,4	0,33	0,19
0	0,01	0	0	0	0	0	0	0,02	0	0,02	0	0	0
99,51	99,4	99,43	99,06	100,01	100,79	99,46	100,16	99,98	99,49	99,48	99,02	99,19	99,39
1,952	1,906	1,924	1,941	1,935	1,928	1,918	1,949	1,954	1,931	1,885	1,944	1,874	1,926
0,005	0,012	0,009	0,008	0,011	0,009	0,011	0,008	0,006	0,009	0,017	0,007	0,019	0,009
0,073	0,162	0,141	0,1	0,14	0,124	0,138	0,084	0,102	0,111	0,204	0,103	0,193	0,112
0,174	0,188	0,212	0,203	0,204	0,197	0,189	0,196	0,187	0,194	0,212	0,24	0,232	0,182
0,003	0,003	0	0,003	0	0,003	0,005	0,003	0	0	0	0	0,002	0
0,005	0,004	0,006	0,009	0,008	0,008	0,003	0,005	0,005	0,004	0,005	0,004	0,008	0
0	0,003	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,917	0,812	0,846	0,877	0,826	0,845	0,857	0,891	0,879	0,862	0,772	0,845	0,808	0,859
0,869	0,901	0,852	0,851	0,854	0,878	0,868	0,859	0,847	0,886	0,89	0,84	0,861	0,915
0,015	0,018	0,013	0,012	0,016	0,013	0,019	0,014	0,018	0,012	0,021	0,029	0,024	0,014
4,013	4,009	4,003	4,004	3,994	4,005	4,008	4,009	3,998	4,009	4,006	4,012	4,021	4,017
46,7	42,6	44,2	45,2	43,7	43,8	44,7	45,7	45,8	44,3	41,1	43,8	42,3	43,9
9,1	10,1	11,4	10,9	11,2	10,6	10	10,3	10	10,2	11,6	12,7	12,6	9,3
44,2	47,3	44,4	43,9	45,1	45,6	45,3	44	44,2	45,5	47,3	43,5	45,1	46,8
0,048	0,094	0,076	0,059	0,065	0,072	0,082	0,051	0,046	0,069	0,115	0,056	0,126	0,074
0,025	0,068	0,065	0,041	0,075	0,052	0,056	0,033	0,056	0,042	0,089	0,047	0,067	0,038

Tableau 6 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un filon d'ankaramite de Guanajuato.

	BM14-cœur	BM14-cœur	BM14-bord	BM14-bord	BM14-bord	BM14-cœur	BM14-cœur
SiO2	51,21	50,31	50,75	50,95	51,36	49,81	51,75
TiO2	0,65	0,74	0,62	0,34	0,53	0,82	0,53
Al2O3	3,1	3,89	3,7	2,22	2,78	4,46	2,85
FeO	7,85	7,62	7,34	8,46	7,98	10,1	7,91
Cr2O3	0,15	0	0	0	0,06	0	0
MnO	0,36	0,16	0,3	0,42	0,36	0,58	0,35
NiO	0	0	0	0	0	0	0
MgO	13,76	14,15	14	13,47	13,3	12,71	13,74
CaO	21,54	21,82	21,89	22,8	22,49	19,61	22
Na2O	0,46	0,34	0,43	0,48	0,41	0,74	0,52
K2O	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	99,08	99,03	99,03	99,14	99,27	98,83	99,65
Si	1,921	1,888	1,902	1,926	1,982	1,887	1,931
Ti	0,018	0,021	0,017	0,01	0,015	0,023	0,015
Al	0,137	0,172	0,163	0,099	0,123	0,199	0,125
Fe	0,246	0,239	0,23	0,267	0,251	0,32	0,247
Cr	0,004	0	0	0	0,002	0	0
Mn	0,011	0,01	0,01	0,013	0,011	0,019	0,011
Ni	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,769	0,791	0,782	0,759	0,744	0,718	0,764
Ca	0,866	0,877	0,879	0,923	0,905	0,796	0,88
Na	0,033	0,025	0,031	0,035	0,03	0,054	0,038
TOTAL	4,005	4,023	4,014	4,032	4,063	4,016	4,011
%En	40,7	41,4	41,1	38,7	38,9	38,7	40,2
%Fs	13,6	12,8	12,7	14,3	13,7	18,3	13,5
%Wo	45,7	45,9	46,2	47	47,4	43	46,3
AlIV	0,079	0,112	0,098	0,074	0,072	0,113	0,069
AlVI	0,058	0,06	0,065	0,025	0,051	0,086	0,056

Tableau 7- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'une enclave gabbroïque de la brèche magmatique recoupant les cumulats ultrabasiques à Guanajuato.

	MA3-cœur	MA3-cœur	MA3-bord	MA3-cœur	MA3-cœur	MA3-bord	MA3-inclus	MA3-inclus	MA3-inclus	MA3-inclus
SiO2	53,58	53,69	53,06	53,6	52,87	52,77	53,52	53,26	53,78	53,17
TiO2	0	0,07	0,11	0,06	0,09	0,05	0,08	0,12	0,15	0,03
Al2O3	0,83	0,89	1,03	1,02	1,02	1,03	1,13	1,15	0,98	1,75
FeO	6,9	6,83	6,4	6,41	6,83	6,46	6,53	6,79	6,44	6,56
Cr2O3	0,01	0,05	0,02	0	0,09	0,07	0,03	0,08	0	0
MnO	0,35	0,4	0,25	0,32	0,4	0,22	0,3	0,25	0,37	0,39
NiO	0	0,02	0	0	0,04	0	0	0	0	0
MgO	15,7	15,46	15,15	15,41	15,37	15,75	15,2	15,29	15,62	15,51
CaO	22,76	22,87	22,7	22,75	22,83	22,68	22,31	22,25	23,15	22,37
Na2O	0,46	0,42	0,48	0,44	0,44	0,41	0,43	0,42	0,39	0,37
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	100,59	100,7	99,2	100,01	99,99	99,43	99,53	99,61	100,88	100,15
Si	1,973	1,975	1,977	1,979	1,962	1,963	1,984	1,976	1,971	1,96
Ti	0	0,002	0,003	0,002	0,003	0,001	0,002	0,003	0,004	0,001
Al	0,036	0,039	0,045	0,044	0,045	0,045	0,049	0,05	0,042	0,076
Fe	0,212	0,21	0,199	0,198	0,212	0,201	0,202	0,211	0,197	0,202
Cr	0	0,001	0,001	0	0,003	0,002	0,001	0,002	0	0
Mn	0,011	0,012	0,008	0,01	0,013	0,007	0,009	0,008	0,011	0,012
Ni	0	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0	0
Mg	0,862	0,848	0,841	0,848	0,85	0,874	0,84	0,845	0,854	0,852
Ca	0,898	0,901	0,906	0,9	0,908	0,904	0,886	0,884	0,909	0,884
Na	0,033	0,03	0,035	0,032	0,032	0,03	0,031	0,03	0,028	0,026
TOTAL	4,025	4,019	4,015	4,013	4,029	4,027	4,004	4,09	4,016	4,013
%En	43,5	43	43	43,4	42,9	44	43,4	43,4	43,3	43,7
%Fs	11,2	11,3	10,6	10,6	11,3	10,5	10,9	11,2	10,6	11
%Wo	45,3	45,7	46,4	46	45,8	45,5	45,7	45,4	46,1	45,3
A1IV	0,027	0,025	0,023	0,021	0,038	0,037	0,016	0,024	0,029	0,04
A1VI	0,009	0,013	0,022	0,023	0,007	0,008	0,033	0,026	0,014	0,036

Tableau 8- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un enclave de gabbro cumulat de la brèche magmatique de Guanajuato.

	BM8-cœur	BM8-bord	BM8-cœur	BM8-bord	BM8-cœur	BM8-cœur	O7-cœur	O7-bord	O7-bord
SiO2	53,15	53,7	53,69	51,1	53,2	54,02	52,72	53,99	53,98
TiO2	0,24	0	0,28	0,55	0,37	0,27	0,41	0,04	0
Al2O3	1,36	0,4	1,1	2,52	1,58	0,98	1,76	0,68	0,64
FeO	3,94	6,06	4,34	7,5	4,83	4	5,27	6,4	6,11
Cr2O3	0,73	0,06	0,09	0	0,31	0,56	0,04	0	0,07
MnO	0,04	0,25	0,19	0,27	0,19	0,14	0,2	0,4	0,36
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	16,28	14,41	16,51	13,71	15,82	16,69	16,11	15,08	15,23
CaO	23,28	24	22,91	22,82	22,85	23,19	23,56	23,2	22,73
Na2O	0,24	0,33	0,05	0,46	0,29	0,18	0,31	0,47	0,44
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	99,26	99,21	99,16	98,93	99,44	100,03	100,38	100,26	99,56
Si	1,96	2,002	1,978	1,924	1,962	1,974	1,936	1,991	1,998
Ti	0,007	0	0,008	0,016	0,01	0,007	0,011	0,001	0
Al	0,059	0,018	0,048	0,112	0,069	0,042	0,076	0,03	0,028
Fe	0,122	0,189	0,134	0,236	0,149	0,122	0,162	0,197	0,189
Cr	0,021	0,002	0,003	0	0,009	0,016	0,001	0	0,002
Mn	0,001	0,008	0,006	0,009	0,006	0,004	0,006	0,012	0,011
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,895	0,801	0,907	0,77	0,87	0,909	0,882	0,829	0,84
Ca	0,92	0,959	0,904	0,921	0,903	0,908	0,927	0,917	0,902
Na	0,017	0,024	0,004	0,034	0,021	0,013	0,022	0,034	0,032
TOTAL	4,002	4,003	3,992	4,022	3,999	3,995	4,023	4,011	4,002
%En	46,2	40,9	46,4	39,8	45,2	46,8	44,6	42,4	43,3
%Fs	6,3	10,1	7,2	12,6	8	6,5	8,5	10,7	10,3
%Wo	47,5	49	46,4	47,6	46,8	46,7	46,9	46,9	46,4
A1IV	0,04	0	0,022	0,076	0,038	0,026	0,064	0,009	0,002
A1VI	0,019	0,018	0,026	0,036	0,031	0,016	0,013	0,02	0,026

Tableau 9- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des enclaves doléritiques de la brèche magmatique de Guanajuato.

	SMA3-cœur	SMA3-cœur	SMA3-cœur	SMA3-cœur	SMA3-cœur	SMA3-cœur	SMA3-cœur	SMA3-bord	SMA3-bord	SMA3-bord	SMA3-bord	SMA3-bord	SMA3-bord	SMA3-bord	SMA3-cœur
SiO2	54,57	55,46	55,13	54,93	55,2	55,15	55,2	54,46	54,65	55,03	55,17	55,12	54,48	54,88	50,51
TiO2	0,13	0,12	0,09	0,16	0,09	0,14	0,18	0,2	0,08	0,19	0,15	0,09	0,07	0,12	0,78
Al2O3	0,84	0,74	0,59	0,86	0,9	0,81	0,98	0,95	0,74	0,97	0,92	0,77	0,72	0,86	4,88
FeO	2,48	2,33	2,52	2,62	3,15	2,96	2,66	3,09	2,58	2,92	2,71	2,11	2,59	2,52	7,55
Cr2O3	0,55	0,52	0,37	0,23	0,56	0,54	0,54	0,27	0,47	0,29	0,11	0,41	0,62	0,53	0,02
MnO	0,07	0,15	0,1	0,06	0,14	0,16	0	0	0,2	0,18	0,07	0,01	0,17	0,02	0,2
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	18,26	18,31	18,4	17,88	17,34	17,65	17,42	17,68	17,98	17,66	17,48	18,14	18,14	18,16	13,89
CaO	22,74	22,48	23,06	23,22	22,57	22,79	22,97	23,15	22,42	22,69	22,92	22,97	22,49	22,54	21,5
Na2O	0,07	0,21	0,03	0,16	0,22	0,15	0,09	0,08	0,2	0,06	0,15	0,12	0,18	0,19	0,42
K2O	0	0	0,03	0	0	0,01	0	0	0	0	0,03	0	0	0,02	0,06
TOTAL	99,71	100,32	100,32	100,12	100,17	100,36	100,04	99,88	99,32	99,99	99,71	99,74	99,46	99,84	99,81
Si	1,981	1,996	1,99	1,988	1,998	1,993	1,996	1,98	1,992	1,993	2,001	1,995	1,985	1,988	1,877
Ti	0,004	0,003	0,002	0,004	0,002	0,004	0,005	0,005	0,002	0,005	0,004	0,002	0,002	0,003	0,022
Al	0,036	0,031	0,025	0,037	0,038	0,034	0,042	0,041	0,032	0,041	0,039	0,033	0,031	0,037	0,214
Fe	0,075	0,07	0,076	0,079	0,095	0,089	0,08	0,094	0,079	0,088	0,082	0,064	0,079	0,076	0,235
Cr	0,016	0,015	0,011	0,007	0,016	0,015	0,015	0,008	0,014	0,008	0,003	0,012	0,018	0,015	0,001
Mn	0,005	0,005	0,003	0,002	0,004	0,005	0	0	0,006	0,006	0,002	0	0,005	0,001	0,006
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,99	0,982	0,99	0,964	0,935	0,951	0,939	0,958	0,977	0,953	0,945	0,979	0,985	0,981	0,769
Ca	0,885	0,867	0,892	0,9	0,875	0,882	0,89	0,902	0,876	0,88	0,891	0,891	0,878	0,875	0,856
Na	0,005	0,015	0,002	0,011	0,015	0,011	0,006	0,006	0,014	0,004	0,011	0,008	0,013	0,013	0,03
TOTAL	3,997	3,984	3,991	3,992	3,978	3,984	3,973	3,994	3,992	3,978	3,978	3,984	3,996	3,989	4,01
%En	50,7	51,1	50,5	49,6	49	49,3	49,2	49	50,4	49,5	49,2	50,6	50,6	50,7	41,2
%Fs	4	3,9	4	4,2	5,2	4,9	4,2	4,8	4,4	4,9	4,4	3,3	4,3	4	12,9
%Wo	45,3	45	45,5	46,2	45,8	45,8	46,6	46,2	45,2	45,6	46,4	46,1	45,1	45,3	45,9
AlIV	0,019	0,004	0,01	0,012	0,002	0,007	0,004	0,02	0,008	0,007	0	0,005	0,015	0,012	0,123
AlVI	0,017	0,027	0,015	0,025	0,036	0,027	0,038	0,021	0,024	0,034	0,039	0,028	0,016	0,025	0,091

Tableau 10- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un basalte de San Miguel de Allende.

	SMA3-cœur	SMA3-cœur	SMA3-bord	SMA3-bord	SMA3-bord	SMA3-bord	SMA3-cœur	SMA3-cœur	SMA3-cœur	SMA3-cœur	SMA3-bord	SMA3-bord	SMA3-bord	SMA3-bord
	50,96	51,51	51,77	51,22	52,45	51,93	52,57	50,7	51,13	52,36	51,77	51,07	50,63	51,44
	0,6	0,69	0,61	0,57	0,39	0,45	0,25	0,59	0,72	0,51	0,61	0,61	0,73	0,62
	9,63	4,01	3,08	4,17	2,98	3,37	2,19	4,43	3,22	2,75	3,08	4,18	4,63	3,6
	6,16	7,57	9,04	7	6,48	7,39	7,36	7,59	9,1	9,48	9,04	7,68	8,13	9,29
	0,09	0	0,1	0	0	0	0,07	0	0,11	0,09	0,1	0	0,06	0,15
	0,22	0,15	0,29	0,01	0	0,16	0,33	0,3	0,33	0,33	0,29	0,21	0,21	0,32
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	11,74	13,85	14,34	14,81	15,33	14,38	15,11	14,35	13,63	13,96	14,34	14,37	14,4	13,61
	19,54	22,08	20,17	21,64	21,77	21,84	21	21,05	20,83	20,61	20,17	21,28	20,82	20,59
	1,05	0,22	0,33	0,24	0,19	0,35	0,36	0,45	0,32	0,4	0,33	0,42	0,2	0,43
	0,05	0,02	0	0,04	0,04	0	0,02	0	0	0	0	0	0	0
	100,04	100,1	99,73	99,7	99,63	99,87	99,26	99,46	99,39	100,49	99,73	99,82	99,81	100,05
	1,856	1,906	1,918	1,896	1,936	1,923	1,956	1,862	1,917	1,94	1,928	1,895	1,88	1,924
	0,016	0,019	0,01	0,016	0,011	0,013	0,007	0,016	0,02	0,014	0,017	0,017	0,02	0,017
	0,413	0,175	0,152	0,182	0,13	0,147	0,096	0,192	0,142	0,12	0,135	0,183	0,203	0,139
	0,188	0,234	0,235	0,217	0,2	0,229	0,229	0,233	0,285	0,294	0,282	0,238	0,253	0,291
	0,003	0	0	0	0	0	0,002	0	0,003	0,003	0,003	0	0,002	0,004
	0,007	0,005	0,013	0,003	0	0,005	0,01	0,093	0,01	0,01	0,009	0,007	0,007	0,01
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	0,637	0,764	0,784	0,817	0,844	0,794	0,838	0,786	0,762	0,771	0,796	0,795	0,797	0,759
	0,763	0,876	0,872	0,858	0,861	0,867	0,837	0,828	0,837	0,818	0,805	0,846	0,828	0,825
	0,074	0,016	0,029	0,017	0,014	0,025	0,026	0,032	0,023	0,029	0,024	0,03	0,014	0,031
	3,957	3,995	4,013	4,006	3,996	4,003	4,001	4,042	3,999	3,999	3,999	4,011	4,004	4
	40	40,7	41,2	43,1	44,3	41,9	43,8	40,5	40,2	40,7	42,1	42,1	42,3	40,3
	12,2	12,7	13	11,6	10,5	12,3	12,5	16,8	15,6	16,1	15,4	13	13,7	16
	47,8	46,6	45,8	45,3	45,2	45,8	43,7	42,7	44,2	43,2	42,5	44,9	44	43,7
	0,114	0,094	0,082	0,104	0,064	0,077	0,044	0,138	0,083	0,06	0,072	0,105	0,112	0,076
	0,269	0,081	0,07	0,078	0,066	0,07	0,052	0,054	0,059	0,06	0,063	0,078	0,083	0,063

Tableau 10 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un basalte de San Miguel de Allende.

LP63-cœur LP63-cœur LP63-cœur LP63-cœur LP63-bord LP63-bord LP64-cœur LP64-cœur LP64-cœur LP64-cœur LP64-cœur LP64-bord LP64-bord LP64-bord

SiO2	51,43	49,91	51,6	52,17	52,38	51,24	50,89	50,65	49,38	52	52,6	49,1	50,88	53,68
TiO2	0,36	0,69	0,27	0,19	0,19	0,58	0,45	0,55	0,77	0,41	0,19	0,75	0,42	0,16
Al2O3	1,58	4,26	2,57	1,95	1,91	2,9	2,98	3,84	4,67	2,38	1,69	4,95	2,91	1,12
FeO	9,78	7,59	5,5	4,43	4,43	8,2	6,1	8,22	7,45	8,54	4,87	6,78	6,88	4,11
Cr2O3	0	0,07	0,15	0,38	0,37	0	0,16	0	0,17	0,08	0,43	0	0,14	0,18
MnO	0,48	0,2	0,17	0,1	0,03	0,19	0,21	0,28	0,27	0,41	0,05	0,14	0,25	0,18
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	14,54	14,27	15,55	16,68	16,44	14,88	15,82	14,22	14,75	14,88	16,53	14,26	15,64	17
CaO	20,54	21,79	22,97	22,93	23,2	20,92	22,22	21,17	21,4	20,54	23,29	22,85	21,72	23,44
Na2O	0,33	0,26	0,24	0,18	0,23	0,28	0,24	0,35	0,24	0,32	0,17	0,24	0,22	0,13
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	99,04	99,04	99,02	99,01	99,18	99,19	99,07	99,28	99,1	99,56	99,82	99,07	99,06	100
Si	1,943	1,873	1,922	1,933	1,938	1,917	1,899	1,896	1,852	1,939	1,938	1,843	1,902	1,964
Ti	0,01	0,019	0,008	0,005	0,005	0,016	0,013	0,015	0,022	0,011	0,005	0,021	0,012	0,004
Al	0,07	0,188	0,113	0,085	0,083	0,128	0,131	0,169	0,206	0,105	0,073	0,219	0,128	0,048
Fe	0,309	0,238	0,171	0,137	0,137	0,257	0,19	0,257	0,234	0,266	0,15	0,213	0,215	0,126
Cr	0	0,002	0,004	0,011	0,011	0	0,005	0	0,005	0,002	0,013	0	0,004	0,005
Mn	0,015	0,006	0,003	0,003	0,001	0,006	0,007	0,009	0,009	0,013	0,002	0,004	0,008	0,006
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,819	0,798	0,863	0,921	0,907	0,83	0,88	0,794	0,825	0,827	0,908	0,798	0,872	0,927
Ca	0,832	0,876	0,917	0,91	0,92	0,839	0,888	0,849	0,86	0,821	0,919	0,919	0,87	0,919
Na	0,024	0,019	0,017	0,013	0,016	0,02	0,017	0,025	0,017	0,023	0,012	0,017	0,016	0,009
TOTAL	4,022	4,019	4,018	4,02	4,018	4,013	4,03	4,014	4,03	4,007	4,02	4,034	4,027	4,008
%En	41,5	41,6	44,1	46,7	46,2	43	44,8	41,6	42,8	42,9	45,8	41,3	44,3	46,9
%Fs	16,4	12,7	9,1	7,1	7	13,6	10	13,9	12,6	14,5	7,7	11,2	11,4	6,6
%Wo	42,1	45,7	46,8	46,2	46,8	43,4	45,2	44,5	44,6	42,6	46,5	47,5	44,3	46,5
AlIV	0,057	0,127	0,078	0,067	0,062	0,083	0,101	0,104	0,148	0,061	0,062	0,157	0,098	0,036
AlVI	0,014	0,062	0,035	0,018	0,021	0,045	0,03	0,066	0,058	0,044	0,011	0,062	0,031	0,013

Tableau 11- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des andésites de San Miguel de Allende.

	SF5-cœur	SF5-cœur	SF5-cœur	SF5-cœur	SF5-cœur	SF5-cœur	SF5-bord	SF5-cœur	SF5-cœur	SF5-cœur	SF5-bord	SF5-cœur
SiO2	49,71	50,34	49,6	50,51	51,8	48,91	50,65	48,59	49,53	49,18	50,06	48,43
TiO2	2,24	1,84	2,34	1,84	1,96	2,56	2,2	4,37	2,43	2,46	2,31	3,14
Al2O3	3,85	4,96	5,56	4,98	3,91	5,65	4,53	5,21	5,25	4,96	4,84	6,45
FeO	11,42	7,19	8,21	7,3	9	9,14	9,5	9,26	9,07	9,66	9,95	9,52
Cr2O3	0,02	0,6	0,35	0,42	0	0,06	0	0,1	0,09	0,03	0	0,13
MnO	0,28	0,12	0,14	0,15	0,27	0,21	0,22	0,18	0,25	0,28	0,25	0,14
NiO	0,02	0	0	0	0	0	0,01	0	0,08	0,01	0	0
MgO	11,11	13,51	13,05	13,3	13,2	12,3	12,16	10,64	12,34	11,63	11,53	11,08
CaO	21,49	21,53	20,95	21,61	20,44	21,07	20,54	21,21	21,36	20,78	20,61	20,06
Na2O	0,68	0,45	0,45	0,44	0,38	0,51	0,57	0,6	0,58	0,58	0,61	0,68
K2O	0	0,01	0	0	0	0	0	0,01	0,01	0	0	0
TOTAL	100,82	100,55	100,65	100,55	100,96	100,41	100,38	100,17	100,99	99,57	100,16	99,63
Si	1,866	1,857	1,834	1,862	1,905	1,823	1,882	1,82	1,837	1,852	1,871	1,817
Ti	0,063	0,051	0,065	0,051	0,054	0,072	0,061	0,123	0,068	0,07	0,065	0,089
Al	0,171	0,216	0,242	0,216	0,169	0,248	0,198	0,23	0,229	0,22	0,213	0,285
Fe	0,359	0,222	0,254	0,225	0,277	0,285	0,295	0,29	0,281	0,304	0,311	0,299
Cr	0,001	0,017	0,01	0,012	0	0,002	0	0,003	0,003	0,001	0	0,004
Mn	0,009	0,004	0,004	0,005	0,008	0,007	0,007	0,006	0,008	0,009	0,008	0,004
Ni	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0,002	0	0	0
Mg	0,622	0,743	0,719	0,731	0,724	0,683	0,674	0,594	0,682	0,653	0,642	0,62
Ca	0,865	0,851	0,83	0,854	0,805	0,842	0,818	0,851	0,849	0,838	0,825	0,807
Na	0,05	0,032	0,032	0,031	0,027	0,037	0,041	0,044	0,042	0,042	0,044	0,049
TOTAL	4,007	3,993	3,99	3,987	3,969	3,999	3,976	3,961	4,001	3,989	3,979	3,974
%En	33,5	40,8	39,8	40,3	39,9	37,6	37,6	34,1	37,5	36,2	36	35,8
%Fs	19,8	12,4	14,3	12,7	15,7	16,1	16,8	17	15,9	17,4	17,9	17,5
%Wo	46,7	46,8	45,9	47	44,4	46,3	45,6	48,9	46,6	46,4	46,1	46,7
AlIV	0,132	0,143	0,166	0,138	0,095	0,177	0,118	0,18	0,163	0,148	0,129	0,183
AlVI	0,039	0,073	0,076	0,078	0,074	0,071	0,08	0,05	0,066	0,072	0,084	0,102

Tableau 12- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des dolérites d'Arperos.

	SF5-bord	SF5-cœur	SF5-bord	SF5-cœur	LP36-cœur	LP36-bord	LP36-cœur	LP36-bord	LP36-cœur	LP36-bord
	47,91	47,45	49,33	49,67	43,81	50,2	46,03	48,27	47,74	48,02
	3,04	3,41	2,72	2,42	5,04	1,34	3,65	1,86	2,04	2,22
	6,24	6,07	5,69	3,69	7,19	2,44	5,36	3,26	4	3,52
	10,58	9,9	8,88	9,03	9,77	12,83	11,44	13,61	10,4	12,93
	0	0,08	0,08	0,03	0,12	0,11	0,01	0	0,05	0
	0,21	0,23	0,17	0,23	0,02	0,37	0,31	0,37	0,26	0,34
	0,1	0,01	0,02	0	0	0	0	0	0	0
	11,04	11,38	12,26	12,11	10,89	12,1	11,03	10,7	11,67	10,55
	20,51	20,88	21,22	21,24	22,35	20,99	22,07	21,47	22,12	21,42
	0,62	0,66	0,61	0,66	0,69	0,55	0,59	0,5	0,51	0,61
	0	0,01	0	0,02	0	0	0	0	0	0
	100,25	100,08	100,98	99,1	99,88	100,93	100,49	100,04	98,79	99,61
	1,802	1,787	1,826	1,877	1,673	1,895	1,753	1,854	1,834	1,847
	0,086	0,097	0,076	0,069	0,145	0,038	0,105	0,054	0,059	0,064
	0,277	0,269	0,248	0,164	0,324	0,109	0,241	0,148	0,181	0,16
	0,333	0,312	0,275	0,285	0,312	0,405	0,364	0,437	0,334	0,416
	0	0,002	0,002	0,001	0,004	0,003	0	0	0,002	0
	0,007	0,007	0,005	0,007	0,001	0,012	0,01	0,012	0,008	0,011
	0,003	0	0,001	0	0	0	0	0	0	0
	0,619	0,639	0,676	0,682	0,62	0,681	0,626	0,613	0,668	0,605
	0,826	0,843	0,842	0,86	0,915	0,849	0,901	0,883	0,91	0,883
	0,045	0,048	0,044	0,048	0,051	0,04	0,044	0,037	0,038	0,045
	3,998	4,004	3,995	3,993	4,045	4,032	4,044	4,038	4,034	4,031
	34,7	35,5	37,6	37,2	33,6	35	32,9	31,5	34,8	31,6
	19	17,7	15,6	16	16,9	21,4	19,7	23,1	17,8	22,3
	46,3	46,8	46,8	46,8	49,5	43,6	47,4	45,4	47,4	46,1
	0,198	0,213	0,174	0,123	0,324	0,105	0,241	0,146	0,166	0,153
	0,079	0,056	0,074	0,041	0	0,004	0	0,002	0,015	0,007

Tableau 12 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes des dolérites d'Arperos.

	TX92-cœur	TX92-cœur	TX92-cœur	TX92-cœur	TX92-cœur	TX92-cœur	TX92-cœur	TX92-cœur	TX92-cœur	TX92-cœur	TX92-cœur	TX92-cœur	TX92-cœur
SiO2	54,24	53,69	53,42	54,01	54,72	53,81	53,45	54,38	53,95	54,6	54,08	53,8	51,74
TiO2	0,06	0,07	0,03	0,09	0,03	0,03	0,13	0	0,07	0,07	0,11	0,09	0,39
Al2O3	1,14	1,16	1,61	0,88	0,85	1,09	1,42	0,87	1,28	0,93	1,39	0,92	2,45
FeO	4,41	4,64	4,63	3,38	3,52	3,9	4,6	4,36	4,16	3,19	4,05	3,1	9,8
Cr2O3	0,15	0,33	0	0,36	0,24	0,16	0,16	0,05	0,25	0,47	0,23	0,49	0,04
MnO	0,08	0,12	0	0,15	0	0,04	0,15	0,15	0,07	0,09	0,11	0,03	0,27
NiO	0,05	0	0	0	0	0,13	0	0	0,04	0	0	0	0,01
MgO	18,31	18,3	17,93	18,64	18,71	18,19	17,8	18,41	18,22	18,93	18,22	18,78	14,99
CaO	22,41	22,07	22,49	22,52	22,37	22,55	22,29	22,27	22,37	22,29	22,23	22,37	19,99
Na2O	0,08	0,11	0,11	0,09	0,09	0,13	0,03	0,11	0,09	0,07	0,19	0,09	0,17
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,09	0	0	0
TOTAL	100,93	100,49	100,22	100,12	100,53	100,03	100,03	100,6	100,51	100,64	100,61	99,67	99,85
Si	1,961	1,953	1,948	1,963	1,976	1,962	1,953	1,971	1,958	1,968	1,958	1,961	1,93
Ti	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,004	0	0,002	0,002	0,003	0,002	0,011
Al	0,049	0,05	0,069	0,038	0,036	0,047	0,061	0,037	0,055	0,04	0,059	0,04	0,108
Fe	0,133	0,141	0,141	0,103	0,106	0,119	0,141	0,132	0,126	0,096	0,123	0,094	0,306
Cr	0,004	0,009	0	0,01	0,007	0,005	0,005	0,001	0,007	0,013	0,007	0,014	0,001
Mn	0,002	0,004	0	0,005	0	0,001	0,005	0,005	0,002	0,003	0,003	0,001	0,009
Ni	0,001	0	0	0	0	0,004	0	0	0,001	0	0	0	0
Mg	0,987	0,992	0,975	1,01	1,007	0,989	0,969	0,995	0,986	1,017	0,983	1,02	0,834
Ca	0,868	0,86	0,879	0,877	0,866	0,881	0,873	0,865	0,87	0,861	0,863	0,874	0,799
Na	0,006	0,008	0,008	0,006	0,011	0,009	0,002	0,008	0,006	0,005	0,013	0,006	0,012
TOTAL	4,013	4,019	4,021	4,014	4,016	4,005	4,013	4,014	4,013	4,005	4,012	4,012	4,01
%En	49,6	49,7	48,9	50,6	51	49,7	48,8	49,8	49,7	51,5	49,9	51,3	42,8
%Fs	6,8	7,3	7,1	5,4	5,5	6	7,3	6,9	6,5	5	6,4	4,8	16,1
%Wo	43,6	43	44	44	43,5	44,3	43,9	43,3	43,8	43,5	43,7	43,9	41,1
AlIV	0,039	0,047	0,052	0,037	0,033	0,038	0,047	0,029	0,042	0,032	0,042	0,039	0,07
AlVI	0,01	0,003	0,017	0,001	0,005	0,009	0,014	0,008	0,013	0,008	0,017	0,001	0,038

Tableau 13- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un basalte de Palmar Chico-Arcelia.



	TX92-bord	TX92-bord	TX92-bord	TX92-bord	TX92-bord	TX92-bord	TX92-bord	TX92-bord	TX92-bord	TX92-bord	TX92-bord
SiO2	52,45	53,75	54	51,71	54,11	51,87	53,64	53,82	53,29	54,05	51,36
TiO2	0,23	0,06	0,05	0,19	0,06	0,16	0,05	0,02	0,03	0,11	0,18
Al2O3	2,68	1,73	1,61	2,55	0,88	2,53	1,43	1,35	0,96	1,12	2,43
FeO	7,15	4,84	4,83	7,22	3,44	6,9	4,38	4,05	3,91	4,32	7,01
Cr2O3	0,05	0,21	0,08	0,02	0,12	0,13	0,18	0,07	0,29	0,1	0
MnO	0,19	0,06	0,06	0,09	0,14	0,22	0,12	0,11	0,02	0,1	0,12
NiO	0,03	0	0	0,05	0,04	0,11	0	0	0,01	0	0,08
MgO	16,84	17,91	18,07	16,12	18,78	16,46	17,73	18,12	18,46	17,5	16,57
CaO	20,47	22,32	22,2	21,03	22,27	21,33	22,67	22,5	22,18	22,48	21,68
Na2O	0,18	0,1	0,09	0,23	0,16	0,14	0,08	0,09	0,09	0,12	0,13
K2O	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0,01
TOTAL	100,27	100,98	100,81	99,2	99,84	99,85	100,27	100,13	99,24	99,9	99,57
Si	1,926	1,964	1,953	1,925	1,967	1,919	1,955	1,959	1,958	1,973	1,91
Ti	0,006	0,002	0,001	0,005	0,002	0,004	0,001	0,001	0,001	0,003	0,005
Al	0,116	0,074	0,069	0,112	0,038	0,11	0,061	0,058	0,042	0,048	0,106
Fe	0,22	0,147	0,146	0,225	0,105	0,213	0,133	0,123	0,12	0,132	0,218
Cr	0,001	0,006	0,002	0,001	0,001	0,004	0,005	0,002	0,008	0,003	0
Mn	0,006	0,002	0,002	0,003	0,003	0,007	0,004	0,003	0,001	0,003	0,004
Ni	0,001	0	0	0,001	0,001	0,003	0	0	0	0	0,002
Mg	0,922	0,967	0,974	0,895	1,018	0,908	0,963	0,983	1,011	0,952	0,918
Ca	0,805	0,866	0,86	0,839	0,867	0,846	0,885	0,878	0,873	0,879	0,864
Na	0,013	0,007	0,006	0,017	0,011	0,002	0,006	0,006	0,006	0,008	0,009
TOTAL	4,016	4,035	4,013	4,023	4,013	4,016	4,013	4,013	4,02	4,001	4,036
%En	47,2	48,8	49,1	45,6	51	46	48,5	49,5	50,4	48,4	45,8
%Fs	11,5	7,5	7,5	11,6	5,5	11,2	6,9	6,4	6	6,9	11,1
%Wo	41,3	43,7	43,4	42,8	43,5	42,8	44,6	44,1	43,6	44,7	43,1
AlIV	0,074	0,054	0,047	0,075	0,033	0,081	0,045	0,041	0,042	0,027	0,09
AlVI	0,042	0,02	0,022	0,037	0,005	0,029	0,016	0,017	0	0,021	0,016

Tableau 13 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un basalte de Palmar Chico-Arcelia.

	TX106-cœur	TX106-cœur	TX106-cœur	TX106-cœur	TX106-micr	TX106-micr	TX106-micr	TX106-micr	TX106-micr
SiO2	52,23	51,53	52,52	52,64	51,23	50,47	50,05	50,94	50,74
TiO2	0,18	0	0,2	0,08	0,52	0,62	0,44	0,17	0,02
Al2O3	2,26	3,13	2,23	2,07	4,97	4,8	4,87	4,1	5,72
FeO	3,69	4,57	4,43	3,95	6,16	6,26	5,7	5,4	6,77
Cr2O3	0,87	0,54	0,4	0,84	0,25	0,19	0,63	0,6	0,25
MnO	0,2	0	0,18	0,08	0,02	0,21	0,12	0,17	0,01
NiO	0,18	0	0	0,06	0,05	0,03	0	0,06	0
MgO	17,18	16,49	17,33	16,93	15,78	16	15,25	15,73	13,62
CaO	21,91	22,52	21,6	22,19	20,42	20,97	21,75	21,61	21,15
Na2O	0,36	0,12	0,13	0,1	0,31	0,15	0,22	0,19	0,8
K2O	0	0,03	0	0	0	0,04	0	0,06	0,02
TOTAL	99,06	98,93	98,94	99,03	99,71	99,74	99,03	99,03	99,1
Si	1,928	1,907	1,937	1,943	1,883	1,986	1,862	1,889	1,887
Ti	0,005	0,005	0,006	0,002	0,014	0,017	0,012	0,009	0,001
Al	0,098	0,137	0,097	0,09	0,215	0,209	0,214	0,179	0,251
Fe	0,114	0,141	0,137	0,122	0,189	0,193	0,177	0,167	0,211
Cr	0,025	0,016	0,012	0,024	0,007	0,006	0,019	0,018	0,007
Mn	0,006	0	0,006	0,003	0,001	0,007	0,004	0,005	0
Ni	0,005	0	0	0,002	0	0,001	0	0,002	0
Mg	0,945	0,91	0,953	0,931	0,865	0,881	0,846	0,87	0,755
Ca	0,867	0,893	0,853	0,877	0,804	0,83	0,867	0,859	0,843
Na	0,021	0,009	0,009	0,007	0,022	0,011	0,016	0,014	0,058
TOTAL	4,014	4,018	4,01	4,001	4	4,141	4,017	4,012	4,013
%En	48,9	46,8	48,9	48,2	46,5	46,1	44,7	45,7	41,7
%Fs	6,2	7,3	7,3	6,4	10,2	10,5	9,6	9,1	11,7
%Wo	44,9	45,9	43,8	45,4	43,3	43,4	45,7	45,2	46,6
AlIV	0,072	0,093	0,063	0,057	0,117	0,136	0,138	0,111	0,113
AlVI	0,026	0,044	0,034	0,033	0,098	0,073	0,076	0,068	0,138

Tableau 14- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un basalte de Palmar Chico-Arcelia. Micr= microlite.

	TX106-bord	TX106-bord	TX106-bord	TX106-bord	TX106-bord	TX106-bord	TX106-bord	TX106-bord	TX106-bord	TX106-bord	TX106-bord
SiO2	52,69	52,53	51,32	51,25	51,1	52,82	52,88	52,69	52,95	52,75	
TiO2	0,22	0,1	0,25	0,27	0,37	0,14	0,12	0,22	0,3	0,2	
Al2O3	2,02	2,14	3,13	3,29	4,6	2,13	1,87	2,16	2,18	2,22	
FeO	4,45	4,66	4,36	4,75	4,88	3,87	2,97	3,86	3,99	3,95	
Cr2O3	0,51	0,49	0,79	0,65	0,39	0,79	0,9	0,75	0,62	0,65	
MnO	0,06	0,05	0,06	0,16	0	0,08	0	0,14	0,01	0,1	
NiO	0,07	0	0	0	0	0,08	0,07	0	0	0,04	
MgO	17,04	17,34	16,31	16,35	15,65	17	16,97	16,92	16,55	16,97	
CaO	21,91	21,59	22,87	22,16	21,91	22,58	23,12	22,1	22,24	21,98	
Na2O	0,15	0,18	0,21	0,17	0,12	0,09	0,16	0,17	0,1	0,14	
K2O	0	0	0	0,02	0	0	0	0	0,06	0,04	
TOTAL	99,12	99,08	99,3	99,07	99,02	99,58	99,06	99,01	99	99,04	
Si	1,943	1,938	1,898	1,9	1,888	1,938	1,946	1,941	1,951	1,943	
Ti	0,006	0,003	0,007	0,008	0,01	0,004	0,003	0,006	0,008	0,006	
Al	0,088	0,093	0,136	0,144	0,2	0,092	0,081	0,094	0,095	0,096	
Fe	0,137	0,144	0,135	0,147	0,151	0,119	0,091	0,119	0,123	0,122	
Cr	0,015	0,014	0,023	0,019	0,011	0,023	0,026	0,022	0,018	0,019	
Mn	0,002	0,002	0,002	0,005	0	0,002	0	0,004	0	0,003	
Ni	0,002	0	0	0	0	0,002	0,002	0,001	0	0,001	
Mg	0,937	0,953	0,899	0,903	0,862	0,93	0,931	0,929	0,909	0,932	
Ca	0,866	0,853	0,906	0,88	0,868	0,888	0,811	0,872	0,878	0,867	
Na	0,011	0,013	0,015	0,012	0,009	0,006	0,011	0,012	0,014	0,01	
TOTAL	4,007	4,013	4,021	4,018	3,999	4,004	3,902	4	3,996	3,999	
%En	48,2	48,8	46,3	46,7	46	48	48,1	48,3	47,6	48,4	
%Fs	7,2	7,4	7	7,9	8	6,3	4,7	6,4	6,5	6,5	
%Wo	44,6	43,8	46,7	45,4	46	45,7	47,2	45,3	45,9	45,1	
AlIV	0,057	0,062	0,102	0,1	0,112	0,062	0,054	0,059	0,049	0,057	
AlVI	0,031	0,031	0,034	0,044	0,088	0,03	0,027	0,035	0,046	0,039	

Tableau 14 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un basalte de Palmar Chico-Arcelia.

	TX89-cœur	TX89-cœur	TX89-cœur	TX89-cœur	TX89-cœur	TX89-cœur	TX89-cœur	TX89-cœur	TX89-cœur	TX89-cœur	TX89-cœur	TX89-cœur	TX89-cœur	TX89-cœur	TX89-cœur	TX89-cœur
SiO2	52,76	50,96	51,86	52,98	51,68	51,21	53,1	53,22	53,51	52,32	51,08	53,23	52,89	52,99	51,99	51,95
TiO2	0,09	0,25	0,15	0,13	0,33	0,26	0,15	0,09	0,07	0,26	0,22	0,13	0,13	0,13	0,19	0,31
Al2O3	1,31	2,64	2,78	1,51	2,31	3,21	1,5	1,09	1,03	1,69	2,97	2	1,49	1,83	2,29	2,5
FeO	4,96	8,55	5,92	5,08	8,71	8,03	5,3	5,08	4,86	10,18	6,75	6,09	5,13	7,64	7,91	9,17
Cr2O3	0,19	0,01	0,33	0,53	0,01	0,02	0,21	0,28	0,13	0	0,1	0,25	0,23	0	0,29	0,18
MnO	0,17	0,21	0,01	0,22	0,33	0,26	0,06	0,3	0,02	0,18	0,08	0,12	0,1	0,29	0,36	0,02
NiO	0	0,02	0	0	0,03	0,07	0	0	0	0	0	0	0	0,13	0	0
MgO	17,25	14,74	16,18	17,04	14,6	14,85	16,66	16,97	17,41	14,45	15,69	15,99	16,68	16,2	15,65	14,98
CaO	22,22	21,48	21,93	21,42	20,85	20,96	22,33	22,07	22,13	19,9	22,2	21,57	22,27	20,45	20,5	20,04
Na2O	0,13	0,2	0,17	0,17	0,18	0,16	0,15	0,09	0,05	0,1	0,03	0,12	0,14	0,11	0,16	0,15
K2O	0	0,02	0	0,03	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0,03	0
TOTAL	99,08	99,08	99,33	99,11	99,04	99,04	99,46	99,19	99,21	99,08	99,12	99,5	99,06	99,77	99,37	99,3
Si	1,952	1,917	1,92	1,957	1,94	1,917	1,958	1,967	1,971	1,966	1,906	1,962	1,957	1,959	1,937	1,94
Ti	0,003	0,007	0,004	0,004	0,01	0,007	0,004	0,003	0,002	0,007	0,006	0,004	0,004	0,004	0,005	0,009
Al	0,057	0,117	0,121	0,066	0,102	0,142	0,065	0,047	0,045	0,075	0,131	0,065	0,065	0,08	0,101	0,11
Fe	0,154	0,269	0,183	0,157	0,273	0,251	0,163	0,157	0,15	0,32	0,211	0,159	0,159	0,236	0,246	0,286
Cr	0,006	0	0,01	0,015	0	0,001	0,006	0,008	0,004	0	0,003	0,007	0,007	0	0,009	0,005
Mn	0,005	0,007	0	0,007	0,01	0,008	0,002	0,009	0,001	0,006	0,003	0,004	0,003	0,009	0,011	0,001
Ni	0	0,001	0	0	0	0,002	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,952	0,827	0,893	0,938	0,817	0,829	0,916	0,935	0,956	0,81	0,873	0,879	0,92	0,893	0,869	0,834
Ca	0,881	0,865	0,874	0,848	0,839	0,841	0,882	0,874	0,873	0,801	0,888	0,852	0,883	0,81	0,818	0,802
Na	0,009	0,015	0,012	0,012	0,013	0,012	0,011	0,006	0,004	0,007	0,002	0,009	0,01	0,008	0,012	0,011
TOTAL	4,019	4,025	4,017	4,004	4,004	4,01	4,007	4,006	4,006	3,992	4,023	3,941	4,008	3,999	4,008	3,998
%En	47,8	42	45,8	48,1	42,1	43	46,6	47,3	48,3	41,8	44,2	45,7	46,8	45,8	44,7	43,4
%Fs	8	14	9,4	8,4	14,6	13,5	8,4	8,4	7,6	16,8	10,8	10	8,2	12,6	13,3	14,9
%Wo	44,2	44	44,8	43,5	43,3	43,5	45	44,3	44,1	41,4	45	44,3	45	41,6	42	41,7
AlIV	0,048	0,083	0,08	0,043	0,06	0,083	0,042	0,033	0,029	0,034	0,094	0,038	0,043	0,041	0,063	0,06
AlVI	0,009	0,034	0,041	0,023	0,042	0,059	0,023	0,014	0,016	0,041	0,037	0,049	0,022	0,039	0,038	0,05

Tableau 15- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un basalte de Palmar Chico-Arcelia.

TX89-bord TX89-bord TX89-bord TX89-bord TX89-bord TX89-bord TX89-bord TX89-bord TX89-bord TX89-bord TX89-bord TX89-bord TX89-bord TX89-bord TX89-bord

SiO2	52,85	51,21	51,81	51,29	51,91	51,55	51,21	51,28	50,98	51,51	51,43	51,13	51,65	52,37	51,95
TiO2	0,11	0,33	0,41	0,19	0,36	0,21	0,26	0,46	0,35	0,39	0,24	0,4	0,34	0,2	0,37
Al2O3	1,06	2,62	2,67	1,87	2,34	2,16	3,21	2,3	2,75	2,65	2,76	2,39	2,35	2,41	2,13
FeO	4,86	8,17	8,54	8,98	9,18	8,54	8,03	11,44	9,8	8,56	7,16	9,97	10,65	9,22	9,9
Cr2O3	0,39	0,07	0,04	0,14	0,08	0,04	0,02	0	0,09	0,06	0,52	0	0	0	0
MnO	0	0,17	0,11	0,23	0,25	0,27	0,26	0,38	0,22	0,25	0,22	0,4	0,12	0,18	0,17
NiO	0	0	0	0,07	0,03	0,07	0,07	0	0	0,03	0	0	0	0,06	0
MgO	17,58	15,7	15,71	15,98	14,59	15,49	14,85	13,87	14,46	15,13	15,82	14,35	13,78	15,3	14,46
CaO	22,55	21,05	20,16	20,14	20	20,68	20,96	19,61	20,28	20,36	21,06	20,33	20,2	19,17	20,19
Na2O	0,09	0,21	0,12	0,18	0,23	0,16	0,16	0,2	0,26	0,3	0,2	0,26	0,25	0,17	0,27
K2O	0	0	0	0	0,04	0	0,01	0	0,02	0	0	0	0	0	0
TOTAL	99,49	99,53	99,57	99,07	99,01	99,17	99,04	99,54	99,21	99,24	99,41	99,23	99,34	99,08	99,44
Si	1,949	1,911	1,926	1,927	1,948	1,932	1,917	1,934	1,919	1,927	1,914	1,927	1,944	1,956	1,948
Ti	0,003	0,009	0,011	0,005	0,01	0,006	0,007	0,013	0,01	0,011	0,007	0,011	0,01	0,006	0,01
Al	0,046	0,115	0,117	0,083	0,103	0,095	0,142	0,102	0,122	0,117	0,121	0,106	0,104	0,106	0,094
Fe	0,15	0,255	0,266	0,282	0,288	0,268	0,251	0,361	0,309	0,268	0,223	0,314	0,335	0,288	0,31
Cr	0,01	0,002	0,001	0,004	0,002	0,001	0,001	0	0,003	0,002	0,015	0	0	0	0
Mn	0	0,005	0,003	0,007	0,008	0,009	0,008	0,012	0,007	0,008	0,007	0,013	0,004	0,006	0,005
Ni	0	0	0	0,002	0,001	0,002	0,002	0	0	0,001	0	0	0	0	0
Mg	0,966	0,873	0,871	0,895	0,816	0,865	0,829	0,78	0,811	0,844	0,878	0,806	0,773	0,852	0,805
Ca	0,89	0,842	0,803	0,811	0,804	0,83	0,841	0,792	0,818	0,816	0,84	0,821	0,815	0,767	0,811
Na	0,006	0,015	0,009	0,013	0,017	0,012	0,012	0,015	0,019	0,022	0,014	0,019	0,018	0,012	0,02
TOTAL	4,022	4,027	4,007	4,029	3,997	4,02	4,01	4,009	4,018	4,016	4,019	4,017	4,003	3,993	4,003
%En	48,1	44,2	44,8	44,9	42,6	43,9	43	40,1	41,7	43,6	45,1	41,3	40,1	44,5	41,7
%Fs	7,5	13,2	13,8	14,5	15,4	14	13,5	19,2	16,2	14,2	11,8	16,7	17,6	15,4	16,3
%Wo	44,4	42,6	41,4	40,6	42	42,1	43,5	40,7	42,1	42,2	43,1	42	42,3	40,1	42
AlIV	0,046	0,089	0,074	0,073	0,052	0,068	0,083	0,066	0,081	0,073	0,086	0,073	0,056	0,044	0,052
AlVI	0	0,026	0,043	0,01	0,051	0,027	0,059	0,036	0,041	0,044	0,035	0,033	0,048	0,062	0,042

Tableau 15 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un basalte de Palmar Chico-Arcelia.

	CP1A-micr	CP1A-micr	CP1A-micr	CP1A-micr	CP1A-micr	CP1A-micr	CP1A-micr	CP1A-micr	CP1A-micr	CP1A-micr
SiO2	47,05	47,07	47,15	47,97	46,1	45,36	46,28	46,65	46,81	
TiO2	2,77	2,86	3,06	2,75	2,8	3,49	3,23	2,82	2,59	
Al2O3	6,63	6,27	5,17	4,07	6,6	6,93	6,6	6,46	5,98	
FeO	9,86	9,43	12,44	11,46	10,27	10,36	9,52	9,57	10,24	
Cr2O3	0,11	0,17	0,01	0	0,06	0,07	0,18	0,15	0,06	
MnO	0,18	0,1	0,18	0,12	0,29	0,13	0,15	0,29	0,09	
NiO	0,02	0	0	0,02	0,01	0,01	0	0	0,09	
MgO	11,32	10,99	10,24	11,56	10,72	10,6	10,94	11,61	11,6	
CaO	21,12	21,81	20,33	20,82	21,96	21,62	22,16	21,64	21,19	
Na2O	0,62	0,57	0,74	0,71	0,61	0,5	0,51	0,66	0,55	
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
TOTAL	99,68	99,27	99,32	99,48	99,42	99,07	99,57	99,85	99,23	
Si	1,78	1,787	1,809	1,831	1,761	1,739	1,758	1,766	1,784	
Ti	0,079	0,082	0,088	0,079	0,08	0,101	0,092	0,08	0,074	
Al	0,296	0,281	0,234	0,183	0,297	0,313	0,296	0,288	0,269	
Fe	0,312	0,299	0,399	0,366	0,328	0,332	0,302	0,303	0,326	
Cr	0,003	0,005	0	0	0,002	0,002	0,005	0,004	0,002	
Mn	0,006	0,003	0,006	0,004	0,009	0,004	0,005	0,009	0,003	
Ni	0,001	0	0	0,001	0	0	0	0	0,003	
Mg	0,638	0,622	0,586	0,658	0,61	0,606	0,62	0,655	0,659	
Ca	0,856	0,887	0,836	0,851	0,899	0,888	0,902	0,878	0,865	
Na	0,045	0,042	0,055	0,053	0,045	0,037	0,038	0,048	0,041	
TOTAL	4,016	4,008	4,013	4,026	4,032	4,022	4,018	4,031	4,026	
%En	35,3	34,3	32,1	35	33,1	33,1	33,9	35,5	35,6	
%Fs	17,5	16,7	22,1	19,7	18,2	18,4	16,8	16,9	17,7	
%Wo	47,2	49	45,8	45,3	48,7	48,5	49,3	47,6	46,7	
AlIV	0,22	0,213	0,191	0,169	0,239	0,261	0,242	0,234	0,216	
AlVI	0,075	0,068	0,043	0,014	0,058	0,052	0,054	0,054	0,053	

Tableau 16- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un basalte de Palmar Chico-Arcelia. Micr= microlite.

	CV7B-cœur	CV7B-cœur	CV7B-cœur	CV7B-cœur	CV7B-bord	CV7B-bord	CV7B-bord	CV7B-bord	CV7B-bord	CV7B-bord	CV7B-micr	CV7B-micr
SiO2	52,35	51,74	50,82	51,65	51,27	51,55	51,7	51,41	51,66	52,12	50,1	
TiO2	0,25	0,31	0,3	0,22	0,57	0,55	0,34	0,26	0,31	0,5	0,92	
Al2O3	2,88	3,27	3,74	3,11	3,07	2,43	2,97	3,89	2,75	1,8	4,97	
FeO	5,19	5,07	4,98	4,86	6,42	6,73	4,75	4,1	5,42	6,37	7,32	
Cr2O3	0,26	0,19	0,6	0,4	0,19	0,01	0,09	0,61	0,05	0,27	0,43	
MnO	0,07	0	0	0,16	0,1	0,12	0,17	0,09	0,09	0,21	0,07	
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
MgO	16,51	16,57	16,42	16,62	16	16,85	17,05	16,87	16,73	16,63	14,38	
CaO	22,01	21,94	22,11	21,95	21,14	20,8	21,88	22,27	21,94	20,96	20,72	
Na2O	0,19	0,24	0,09	0,06	0,24	0,09	0,12	0,14	0,13	0,14	0,22	
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
TOTAL	99,71	99,33	99,06	99,03	99	99,13	99,07	99,64	99,08	99	99,13	
Si	1,924	1,909	1,884	1,911	1,908	1,916	1,911	1,887	1,915	1,938	1,868	
Ti	0,007	0,009	0,008	0,006	0,016	0,209	0,009	0,007	0,009	0,014	0,026	
Al	0,125	0,142	0,163	0,136	0,135	0,106	0,129	0,168	0,12	0,079	0,218	
Fe	0,16	0,156	0,154	0,15	0,2	0,209	0,147	0,126	0,168	0,198	0,228	
Cr	0,008	0,006	0,018	0,012	0,006	0	0,003	0,018	0,001	0,008	0,013	
Mn	0,002	0	0	0,005	0,003	0,004	0,005	0,003	0,003	0,007	0,002	
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Mg	0,905	0,911	0,907	0,917	0,888	0,933	0,939	0,923	0,924	0,922	0,799	
Ca	0,867	0,867	0,878	0,87	0,843	0,828	0,866	0,876	0,871	0,835	0,828	
Na	0,014	0,017	0,006	0,004	0,017	0,006	0,009	0,01	0,009	0,01	0,016	
TOTAL	4,01	4,017	4,018	4,011	4,016	4,211	4,018	4,018	4,021	4,01	3,999	
%En	46,8	47,1	46,7	47,2	45,9	47,3	48	47,9	47	47	43	
%Fs	8,4	8,1	8	8	10,5	10,8	7,7	6,7	8,7	10,4	12,4	
%Wo	44,8	44,8	45,3	44,8	43,6	41,9	44,3	45,4	44,2	42,6	44,6	
AlIV	0,076	0,091	0,116	0,089	0,092	0,084	0,089	0,113	0,085	0,062	0,132	
AlVI	0,049	0,051	0,048	0,047	0,042	0,022	0,04	0,055	0,035	0,017	0,087	

Tableau 17- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un filon de dolérite de Palmar Chico-Arcelia. Micr= microlite.

	TX105A-cœur	TX105A-cœur	TX105A-cœur	TX105A-cœur	TX105A-cœur	TX105A-cœur	TX105A-cœur	TX105A-cœur
SiO2	54,58	52,75	54,19	54	53,11	52,73	53,32	53,58
TiO2	0,08	0,27	0,07	0,12	0,17	0,14	0,14	0,21
Al2O3	0,91	2,55	1,05	1,53	2,22	2,06	1,93	1,56
FeO	3,67	4,86	3,79	4,45	4,34	4,44	5,44	5,63
Cr2O3	0,46	0,2	0,41	0,46	0,85	0,91	0,29	0,2
MnO	0,24	0,12	0,04	0,21	0,05	0,08	0,22	0,08
NiO	0,01	0,03	0	0	0	0,06	0	0,03
MgO	17,09	15,78	17,96	17,52	17,38	17,38	16,54	17,35
CaO	22,56	22,51	23,04	22,5	22,27	22,33	22,96	22,14
Na2O	0,1	0,22	0,15	0,22	0,24	0,18	0,16	0,2
K2O	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL	99,17	99,29	100,7	101	100,63	100,31	101	100,98
Si	1,989	1,945	1,963	1,955	1,93	1,926	1,942	1,948
Ti	0,002	0,007	0,002	0,003	0,005	0,004	0,004	0,006
Al	0,039	0,111	0,045	0,065	0,095	0,089	0,083	0,067
Fe	0,112	0,15	0,115	0,135	0,132	0,136	0,166	0,171
Cr	0,013	0,006	0,012	0,013	0,024	0,026	0,008	0,006
Mn	0,007	0,004	0,001	0,006	0,002	0,002	0,007	0,002
Ni	0	0,001	0	0	0	0	0	0,001
Mg	0,932	0,867	0,97	0,945	0,942	0,947	0,898	0,94
Ca	0,884	0,889	0,894	0,873	0,867	0,874	0,896	0,862
Na	0,007	0,016	0,011	0,015	0,017	0,013	0,011	0,014
TOTAL	3,985	3,996	4,013	4,01	4,014	4,017	4,015	4,017
%En	48,1	45,4	49	48,3	48,5	48,3	45,7	47,6
%Fs	6,2	8	5,9	7,2	6,9	7,1	8,8	8,8
%Wo	45,7	46,6	45,1	44,5	44,6	44,6	45,5	43,6
AlIV	0,011	0,055	0,037	0,045	0,07	0,074	0,058	0,052
AlVI	0,028	0,056	0,008	0,02	0,025	0,015	0,025	0,015

Tableau 18- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un filon de microgabbro de Palmar Chico-Arcelia.

TX105A-bord TX105A-bord TX105A-bord TX105A-bord TX105A-bord TX105A-bord TX105A-bord TX105A-bord

SiO2	54,51	53,12	51,65	54,49	52,57	53,38	52,5	51,67
TiO2	0,16	0,26	0,26	0,06	0,16	0,13	0,31	0,16
Al2O3	1,3	2,25	2,08	0,97	1,95	1,66	2,04	2,8
FeO	4,31	4,96	6,64	3,16	3,76	5,01	6,79	8,48
Cr2O3	0,31	0,19	0,02	0,51	0,58	0	0	0
MnO	0,07	0	0,01	0,04	0,07	0,19	0,24	0,53
NiO	0	0	0	0	0,12	0	0	0
MgO	16,76	15,96	16,33	18,36	17,33	17,13	16,35	14,13
CaO	22,68	22,71	22,04	22,95	22,53	22,61	22,42	22,11
Na2O	0,16	0,16	0,14	0,17	0,19	0,14	0,15	0,22
K2O	0,01	0	0,02	0,01	0	0	0,02	0,04
TOTAL	100,27	99,61	99,19	100,72	99,26	100,25	100,82	100,14
Si	1,982	1,952	1,924	1,967	1,935	1,951	1,927	1,925
Ti	0,004	0,007	0,007	0,002	0,004	0,004	0,009	0,004
Al	0,056	0,097	0,091	0,041	0,085	0,072	0,088	0,123
Fe	0,131	0,152	0,207	0,095	0,116	0,153	0,208	0,264
Cr	0,009	0,006	0,001	0,015	0,017	0	0	0
Mn	0,002	0	0	0,001	0,002	0,006	0,007	0,017
Ni	0	0	0	0	0,004	0	0	0
Mg	0,908	0,874	0,907	0,988	0,951	0,933	0,894	0,785
Ca	0,884	0,894	0,88	0,888	0,889	0,886	0,882	0,883
Na	0,011	0,011	0,01	0,012	0,014	0,01	0,011	0,016
TOTAL	3,987	3,993	4,027	4,009	4,017	4,015	4,026	4,017
%En	47,2	45,5	45,5	50,1	48,6	47,2	44,9	40,3
%Fs	6,9	7,9	10,4	4,9	6	8	10,8	14,4
%Wo	45,9	46,6	44,1	45	45,4	44,8	44,3	45,3
AlIV	0,018	0,048	0,076	0,033	0,065	0,049	0,073	0,075
AlVI	0,038	0,049	0,015	0,008	0,02	0,023	0,015	0,048

Tableau 18 (suite)- Analyses et formules structurales des clinopyroxènes d'un filon de microgabbro de Palmar Chico-Arcelia.

	HM90	C10-cœur	C10-bord	C10-cœur	C10-bord	C10-cœur	C10-bord	G1-cœur	G1-bord	HM104	HM104	HM104	HM104
SiO2	50,39	52,32	50,81	52,45	45,06	52,09	53,55	48,26	48,24	45,31	47,3	48,14	49,81
TiO2	0	0,19	0,29	0,82	0,58	0,32	0,32	0,47	0,51	2,11	0,33	1,7	0,75
Al2O3	4,42	4,27	6,14	4,16	9,81	4,25	2,97	6,67	6,85	8,65	10,05	8,53	9,42
FeO	13,02	12,43	13,19	13,22	15,97	12,74	12,54	15,21	15,26	13,11	15,04	13,48	13,46
Cr2O3	0	0,06	0	0,02	0	0,15	0	0,06	0,06	-	-	-	-
MnO	0,06	0,34	0,52	0,54	0,49	0,5	0,59	0,31	0,58	0,32	0,41	0,39	0,26
NiO	0	0	0,02	0	0	0	0	0,03	0	-	-	-	-
MgO	17,47	15,02	13,6	15,32	10,97	14,98	15,32	12,71	12,87	13,44	12,49	13,91	12,18
CaO	10,75	11,81	11,1	11,52	11,74	11,88	11,87	11,9	12,08	10,62	11,26	11,19	10,59
Na2O	0,42	0,51	0,61	0,52	1,29	0,51	0,38	1	1	1,22	1,57	1,25	1,31
K2O	0,06	0,04	0,13	0,02	0,08	0,15	0,16	0,13	0,08	0,1	0,13	0,12	0,19
TOTAL	96,59	96,99	96,41	98,59	95,99	97,57	97,7	96,75	97,53	94,88	98,5	98,71	97,97
Si	7,259	7,527	7,392	7,444	6,775	7,471	7,681	7,151	7,085	6,666	6,753	6,814	7,105
Ti	0	0,021	0,032	0,088	0,066	0,035	0,035	0,052	0,056	0,233	0,035	0,181	0,08
AlIV	0,741	0,473	0,608	0,556	1,225	0,529	0,319	0,849	0,915	1,334	1,247	1,186	0,895
AlVI	0,01	0,251	0,445	0,14	0,514	0,189	0,183	0,316	0,271	0,166	0,445	0,237	0,689
Fe2+	0,636	1,187	1,324	1,151	1,773	1,16	1,362	1,704	1,624	0,628	0,971	0,768	1,195
Fe3+	0,6	0,309	0,248	0,379	0,189	0,368	0,143	0,109	0,225	0,982	0,825	0,828	0,411
Cr	0	0,007	0	0,002	0	0,017	0	0,007	0,007	-	-	-	-
Mn	0	0,005	0,064	0,065	0,062	0,029	0,002	0,039	0,072	0,04	0,05	0,047	0,031
Ni	0	0	0,002	0	0	0	0	0,004	0	-	-	-	-
Mg	3,751	3,221	2,949	3,241	2,458	3,202	3,275	2,807	2,817	2,947	2,658	2,935	2,59
Ca	1,66	1,821	1,731	1,752	1,892	1,826	1,825	1,89	1,901	1,674	1,723	1,697	1,619
Na	0,117	0,142	0,172	0,143	0	0,142	0,106	0,287	0,285	0,348	0,435	0,343	0,362
K	0,11	0,007	0,024	0,004	0,015	0,027	0,029	0,025	0,015	0,019	0,024	0,022	0,035
NaB	0,117	0,142	0,172	0,143	0	0,142	0,106	0	0	0,326	0,277	0,303	0,362

Tableau 19-Analyses et formules structurales des amphiboles secondaires et primaires des roches volcaniques de Guanajuato.HM90-C10=basaltes tholéiitiques, G1=andésite tholéiitique, HM104=dacite calco-alcaline.

	MC191	MC191	MC191	MC191	MC191	MC191	MC191	SA47A	SA47A	SA47A	SA47A	HM110	HM110	HM110	HM110	HM110
SiO2	51,31	48,18	50,67	53,01	50,72	50,19	48,85	50,61	50,83	52,15	53,53	53,41	54,84	53,95	52,38	53,06
TiO2	0,23	0,22	0,24	0,1	0,22	0,28	0,22	0,28	0,15	0,16	0,13	0,17	0	0	0,06	0,03
Al2O3	5,01	5,69	5,41	3,79	5,53	5,84	5,19	5,78	6,61	3,93	3	4,13	3,57	2,38	3,05	3,4
FeO	12,13	11,62	12,14	11,51	12,05	12,14	12,14	12,52	11,71	13,25	11,17	12,11	9,39	11,01	10,73	10,62
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	0	0,09	0	0	-	-	-	-	-
MnO	0,21	0,32	0,28	0,34	0,23	0,3	0,14	0,17	0,2	0,46	0,17	0,27	0,24	0,33	0,4	0,43
NiO	-	-	-	-	-	-	-	0	0	0	0	-	-	-	-	-
MgO	14,88	14,79	14,62	15,41	14,22	14,25	14,38	14,97	14,84	14,35	16,08	15,14	16,21	15,76	16,25	16,97
CaO	12,62	12,04	12,27	12,45	12,41	12,16	12,08	11,9	13,18	11,78	13,12	12	11,87	12,19	11,77	11,35
Na2O	0,57	0,6	0,54	0,08	0,69	0,6	0,64	0,39	0,57	0,41	0,19	0,75	0,97	0,49	0,49	0,53
K2O	0,07	0,09	0,09	0,04	0,09	0,11	0,13	0,11	0,07	0,06	0,01	0,25	0,1	0,11	0,08	0,09
TOTAL	97,03	93,55	97,07	96,73	96,16	95,87	93,77	96,73	98,25	96,55	97,4	98,23	97,19	96,22	95,21	96,48
Si	7,418	7,22	7,355	7,62	7,344	7,268	7,297	7,294	7,26	7,518	7,644	7,603	7,768	7,816	7,607	7,591
Ti	0,025	0,025	0,026	0,011	0,024	0,03	0,025	0,03	0,016	0,017	0,014	0,018	0	0	0	0
AlIV	0,582	0,78	0,645	0,38	0,656	0,732	0,703	0,706	0,74	0,419	0,356	0,398	0,232	0,184	0,393	0,409
AlVI	0,272	0,225	0,281	0,262	0,288	0,265	0,211	0,276	0,373	0,255	0,149	0,295	0,364	0,222	0,129	0,165
Fe2+	1,294	1,133	1,17	1,153	0,974	0,918	1,177	1,02	1,246	1,377	1,103	1,289	0,997	1,315	0,936	0,845
Fe3+	0,173	0,298	0,304	0,231	0,485	0,553	0,34	0,457	0,153	0,234	0,231	0,153	0,116	0,019	0,367	0,365
Cr	-	-	-	-	-	-	-	0	0,01	0	0	-	-	-	-	-
Mn	0,026	0	0,034	0,041	0,028	0,037	0,018	0,021	0,024	0,007	0,021	0,033	0,029	0,041	0,019	0
Ni	-	-	-	-	-	-	-	0	0	0	0	-	-	-	-	-
Mg	3,206	3,304	3,163	3,302	3,069	3,134	3,202	3,216	3,159	3,109	3,422	3,212	3,423	3,403	3,518	3,619
Ca	1,955	1,934	1,909	1,918	0,12	0,055	1,934	1,838	2	1,835	1,947	1,83	1,734	1,893	1,832	1,74
Na	0,16	0,175	0,151	0,022	0,194	0,168	0,185	0,109	0,156	0,116	0,053	0,207	0,266	0,137	0,138	0,147
K	0,013	0,017	0,017	0,007	0,017	0,02	0,025	0,02	0,013	0,011	0,002	0,045	0,018	0,02	0,015	0,016
NaB	0,045	0	0,091	0,022	0,194	0,168	0,066	0,109	0,156	0,116	0,053	0,17	0,266	0,107	0,138	0,147

Tableau 20-Analyses et formules structurales des amphiboles secondaires des filons doléritiques (MC191-SA47A) et basaltiques (HM110) de Guanajuato.

	MC195	MC195	MC195	HM93B	HM93B	HM93B	HM93B	LP103	LP103	LP103	LP103	HM119	HM119	HM119	HM119
SiO2	49,9	49	44,68	49,22	48,66	45,59	49,19	51,34	51	51,09	52,4	43,32	42,69	51,34	53,75
TiO2	0,81	0,42	2,27	0,5	0,57	2,02	0,51	0,8	0,61	0,72	0,59	2,56	2,98	0,1	0,11
Al2O3	5,68	6,48	9,08	6,76	6,82	9,06	5,84	5,1	5	5,38	4,31	8,89	10,31	2,18	2,29
FeO	11,9	13,17	13,64	12,53	12,66	12,8	12,29	9,94	9,76	10,21	9,77	14,99	15,94	18,66	12,71
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,17	0,27	0,34	0,61	0,44	0,56	0,33	0,24	0,08	0,28	0,2	0,38	0,69	0,36	0,41
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	15,34	14,89	12,5	15,4	14,63	13,51	15,94	17,23	16,82	16,16	16,97	11,99	11,59	10,74	15,2
CaO	12,47	12,77	12,75	12,14	12,2	11,97	12,41	12,51	13,38	12,92	12,76	11,88	11,86	11,97	13,16
Na2O	0,52	0,87	1,08	0,88	0,79	1,27	0,65	0,75	0,53	0,68	0,62	1,54	1,9	0,22	0,16
K2O	0,16	0,25	0,18	0,37	0,35	0,58	0,31	0,05	0,22	0,23	0,19	0,87	0,85	0,15	0,07
TOTAL	96,95	98,12	96,52	98,41	97,12	97,36	97,47	97,96	97,4	97,67	97,81	96,42	98,81	95,72	97,86
Si	7,185	7,047	6,645	6,992	7,037	6,652	7,078	7,243	7,314	7,312	7,44	6,514	6,287	7,769	7,75
Ti	0,088	0,045	0,254	0,053	0,062	0,222	0,055	0,085	0,066	0,077	0,063	0,289	0,33	0,011	0,012
AlIV	0,815	0,953	1,355	1,008	0,963	1,348	0,922	0,759	0,686	0,688	0,56	1,486	1,713	0,231	0,25
AlVI	0,149	0,145	0,237	0,124	0,199	0,21	0,007	0,091	0,159	0,219	0,161	0,09	0,077	0,158	0,139
Fe2+	0,955	1,092	1,496	0,716	0,958	1,076	0,739	0,672	1,074	1,101	0,975	1,512	1,432	2,287	1,569
Fe3+	0,478	0,492	0,201	0,772	0,573	0,486	0,74	0,501	0,097	0,121	0,185	0,373	0,531	0,074	0,036
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,021	0,033	0,042	0,073	0,054	0,069	0,04	0,029	0,01	0,034	0,024	0,048	0,086	0,046	0,05
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	3,292	3,192	2,771	3,261	3,154	2,938	3,419	3,623	3,595	3,447	3,591	2,687	2,544	2,423	3,267
Ca	1,925	1,968	2,032	1,848	1,89	1,871	1,913	1,891	2,056	1,981	1,941	1,914	1,871	1,941	2,033
Na	0,145	0,243	0,311	0,242	0,222	0,359	0,181	0,205	0,147	0,189	0,171	0,449	0,543	0,065	0,045
K	0	0,046	0,034	0,067	0,065	0,108	0,057	0,009	0,04	0,042	0,167	0,167	0,16	0,029	0,013
NaB	0,075	0,032	0	0,052	0,11	0,129	0,087	0,109	0	0,019	0,059	0,086	0,129	0,059	0

Tableau 21- Analyses et formules structurales des amphiboles primaires et secondaires des gabbros cumulats (MC195, HM93B, LP103, HM119, SA3) et gabbros subdoléritiques (SA26) de Guanajuato.

HM119	SA3	SA3	SA3-cœur	SA3-cœur	SA3-bord	SA3-bord	SA3	SA3	SA3	SA3	SA3	SA3	SA3	SA26
43,43	45,07	46,25	52,54	52,08	52,28	47,6	50,51	49,58	51,79	51,77	50,49	49,83	51,04	50,73
2,75	3,39	2,06	0,76	0,56	0,74	0,77	0,51	0,57	0,09	0,52	0,78	0,87	0,71	0,55
9,76	9,02	9,69	4,94	5,08	5,11	8,37	5,45	5,31	0,75	5,35	6,38	6,67	5,66	3,42
14,69	10,86	11,94	9,99	10,58	10,57	8,81	10,88	10,36	6,22	10,24	10,86	11,46	10,62	21,66
-	0,01	0	0	0,03	0,01	0,24	0	0	0,18	0,07	0,11	0	0,04	0
0,18	0,27	0,26	0,25	0,35	0,1	0,33	0	0,24	-	-	-	-	-	-
-	0	0,08	0,12	0	0	0	0	0,04	0,01	0,08	0	0	0	0
11,89	14,14	14,34	17,32	16,85	16,93	15,92	16,35	16,44	14,34	17,36	16,74	16,44	16,9	11,21
12,46	12,29	11,45	11,79	11,63	11,46	12,27	11,48	11,39	20,78	11,49	11,62	11,42	11,19	8,65
1,6	1,71	1,85	0,89	0,82	0,92	1,35	1	1,06	0,39	0,94	1,14	1,28	1,1	1,19
0,91	0,1	0,2	0,12	0,09	0,08	0,09	0,12	0,08	1,85	0,09	0,05	0,09	0,06	0,17
97,67	96,86	98,12	98,72	98,07	98,2	95,75	96,3	95,07	96,4	97,91	98,17	98,06	97,32	97,58
6,478	6,609	6,616	7,311	7,312	7,322	6,948	7,232	7,3	7,626	7,347	7,195	7,13	7,175	7,443
0,308	0,374	0,222	0,08	0,059	0,078	0,085	0,055	0,063	0,01	0,056	0,084	0,094	0,075	0,061
1,522	1,391	1,384	0,689	0,688	0,678	1,052	0,768	0,7	0,13	0,653	0,805	0,87	0,825	0,557
0,194	0,169	0,251	0,122	0,153	0,166	0,388	0,152	0,221	0	0,242	0,267	0,255	0,114	0,034
1,738	1,226	0,8	0,534	0,623	0,63	0,968	0,62	1,068	0,648	0,996	1,047	1,089	0,403	1,745
0,094	0,106	0,629	0,629	0,62	0,59	0,068	0,683	0,035	0	0,018	0,034	0,056	0,846	0,708
-	0,001	0	0	0,003	0,001	0,028	0	0	0,021	0,008	0,012	0	0,004	0
0,023	0,034	0,032	0,029	0,015	0,012	0,041	0	0,03	0,019	0,05	0,012	0,022	0,017	0,097
-	0	0,009	0,013	0	0	0	0	0,005	0,001	0,009	0	0	0	0
2,643	3,091	3,058	3,593	3,527	3,534	3,464	3,49	3,608	3,147	3,672	3,556	3,506	3,541	2,451
1,991	1,931	1,755	1,758	1,75	1,72	1,919	1,762	1,797	2,126	1,747	1,775	1,751	1,686	1,36
0,463	0,487	0,514	0,24	0,223	0,25	0,382	0,277	0,068	0,111	0,259	0,315	0,355	0,3	0,339
0,173	0,019	0,037	0,021	0,016	0,014	0,017	0,022	0,015	0,348	0,016	0,009	0,016	0,011	0,032
0,009	0,069	0,245	0,24	0,223	0,25	0	0,238	0	0	0	0	0	0,3	0,339

Tableau 21 (suite)- Analyses et formules structurales des amphiboles primaires et secondaires des gabbros cumulats (MC195, HM93B, LP103, HM119, SA3) et gabbros subdoléritiques (SA26) de Guanajuato.

	HM93A	HM93A	HM93A	HM93A	HM93A	HM93A	HM93A	HM93A	HM93A	LP118	LP118	LP118	LP118	LP102	LP102	LP102
SiO2	45,91	46,24	46,36	46,62	45,81	45,79	45,77	47,47	48,73	48,85	50,63	49,78	49,14	48,74	48,28	48,28
TiO2	1,69	1,76	1,41	1,58	0,8	1,35	1,13	1,07	0,96	0,82	0,77	0,76	0,79	0,78	0,94	0,94
Al2O3	9,26	9,54	9,21	8,91	8,9	9,49	8,73	9,08	6,23	5,16	5,61	5,93	7,7	7,33	7,46	7,46
FeO	13,59	13,99	14,79	14,28	15,06	14,85	15,57	14,17	13,17	12,34	12,88	12,79	11,29	11,94	12,61	12,61
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,33	0,22	0,27	0,23	0,02	0,29	0,4	0,1	0,33	0,25	0,19	0,22	0,65	0,35	0,24	0,24
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	14	13,78	12,89	13,87	13,27	12,72	13,21	13,13	14,58	14,64	15,15	15,06	15,14	14,96	15,33	15,33
CaO	11,15	11,37	11,89	11,45	11,86	11,96	11,8	11,98	12,58	12,1	11,8	12,06	12,33	11,9	11,88	11,88
Na2O	1,43	1,32	1,14	1,27	1,09	1,33	1,09	1,08	0,93	0,83	0,75	0,77	0,89	0,98	0,92	0,92
K2O	0,38	0,38	0,56	0,58	0,54	0,61	0,58	0,54	0,19	0,15	0,12	0,1	0,13	0,18	0,14	0,14
TOTAL	97,74	98,6	98,52	98,79	97,35	98,39	98,28	98,62	97,7	95,14	97,9	97,47	98,06	97,16	97,8	97,8
Si	6,587	6,589	6,69	6,652	6,669	6,643	6,614	6,82	7,053	7,225	7,164	7,137	6,992	6,998	6,869	6,869
Ti	0,182	0,189	0,153	0,17	0,088	0,147	0,123	0,116	0,104	0,091	0,082	0,082	0,085	0,084	0,101	0,101
AlIV	1,413	1,411	1,31	1,348	1,331	1,357	1,386	1,18	0,947	0,775	0,836	0,863	1,008	1,02	1,131	1,131
AlVI	0,153	0,019	0,256	0,149	0,196	0,266	0,101	0,358	0,116	0,124	0,1	0,139	0,283	0,238	0,12	0,12
Fe2+	0,631	0,73	1,136	0,802	0,983	1,209	0,909	1,2	1,169	1,158	0,758	0,912	0,816	0,808	0,59	0,59
Fe3+	1	0,937	0,649	0,902	0,851	0,593	0,973	0,503	0,425	0,368	0,767	0,622	0,528	0,629	0,91	0,91
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,04	0,027	0,033	0,028	0,002	0,036	0,049	0,012	0,04	0,031	0,023	0,027	0,078	0,043	0,029	0,029
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	2,994	2,927	2,773	2,95	2,88	2,75	2,845	2,812	3,145	3,227	3,271	3,218	3,211	3,201	3,251	3,251
Ca	1,714	1,736	1,838	1,75	1,85	1,859	1,827	1,844	1,951	1,917	1,789	1,853	1,88	1,831	1,811	1,811
Na	0,398	0,365	0,319	0,351	0,308	0,374	0,305	0,301	0,261	0,238	0,206	0,214	0,246	0,479	0,254	0,254
K	0,07	0,069	0,103	0,106	0,1	0,113	0,107	0,099	0,035	0,028	0,022	0,018	0,024	0,033	0,025	0,025
NaB	0,286	0,264	0,162	0,25	0,15	0,141	0,173	0,156	0,049	0,083	0,206	0,147	0,12	0,169	0,189	0,189

Tableau 22- Analyses et formules structurales des amphiboles primaires et secondaires des diorites de Guanajuato. HM93A, SA33, LP102 = diorite de Tunamansa. LP118 = diorite à clinopyroxène.

SA33-bord	SA33-cœur	SA33	SA33-cœur	SA33-cœur	SA33-bord	SA33-cœur	SA33-bord	SA33-cœur	SA33-bord	SA33-bord	SA33-cœur	SA33-cœur	SA33-bord	SA33
47,77	46,76	45,18	46,24	46,52	46,63	47,07	47,79	50,13	47,27	47,68	53,07	55,27	46,93	49,18
1,49	1,92	1,92	1,2	2,27	2,08	1,19	0,88	0,79	1,65	1,68	0,93	0,35	1,7	1,15
8,65	9,31	9,24	10,41	9,62	9,56	8,07	8,5	6,93	8,97	8,98	4,84	3,1	9,33	7,96
12,98	13,24	14,26	14,03	12,97	13,2	13,42	13,23	12,88	13,72	13,55	10,89	9,24	13,53	12,83
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,52	0,77	0,42	1	0,92	0,66	0,8	0,64	0,73	0,67	0,87	0,55	0,56	0,9	0,79
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13,9	13,16	13,5	12,8	13,5	13,18	13,59	13,56	14,79	13,34	13,55	16,83	18,35	13,26	14,18
11,33	11,39	9,95	11,28	11,1	11,14	11,06	11,26	11,57	11,01	11,22	11,54	11,52	11,46	11,19
1,1	1,06	0,86	1,42	1,39	1,44	1,12	1,11	0,82	1,24	1,29	0,56	0,44	1,12	1,14
0,43	0,35	0,4	0,55	0,48	0,47	0,35	0,27	0,22	0,4	0,36	0,13	0,07	0,42	0,27
98,17	97,96	95,73	98,93	98,77	98,36	96,67	97,24	98,86	98,27	99,18	99,34	98,9	98,65	98,69
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6,81	6,715	6,736	6,721	6,622	6,679	6,957	6,877	7,18	6,752	6,748	7,396	7,68	6,808	6,948
0,16	0,207	0,215	0,131	0,243	0,224	0,132	0,095	0,085	0,177	0,179	0,097	0,037	0,186	0,122
1,19	1,285	1,264	1,279	1,378	1,321	1,043	1,123	0,82	1,248	1,252	0,604	0,32	1,192	1,052
0,264	0,292	0,361	0,506	0,237	0,294	0,363	0,319	0,35	0,262	0,247	0,191	0,188	0,404	0,274
0,798	0,877	1,274	1,582	0,748	0,908	1,482	0,813	1,375	0,795	0,787	0,862	0,81	1,51	0,733
0,75	0,713	0,148	0,005	0,797	0,673	0,029	0,779	0,032	0,844	0,817	0,347	0,164	0,024	0,783
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,063	0,094	0,053	0,123	0,111	0,08	0,1	0,078	0,089	0,081	0,104	0,065	0,066	0,111	0,095
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,954	2,817	3	2,773	2,865	2,814	2,994	2,908	3,157	2,84	2,858	3,496	3,801	2,867	2,986
1,731	1,753	1,59	1,757	1,693	1,71	1,752	1,736	1,776	1,685	1,702	1,723	1,716	1,782	1,694
0,309	0,295	0,249	0,4	0,384	0,4	0,312	0,31	0,228	0,344	0,354	0,151	0,119	0,315	0,313
0,078	0,064	0,076	0,09	0,087	0,086	0,066	0,05	0,04	0,073	0,065	0,023	0,012	0,078	0,049
0,269	0,247	0	0	0,307	0,29	0	0,264	0	0,315	0,298	0,151	0,119	0	0,306

Tableau 22 (suite)- Analyses et formules structurales des amphiboles primaires et secondaires des diorites de Guanajuato.  
HM93A, SA33, LP102 = diorite de Tunamansa.  
LP118 = diorite à clinopyroxène.

	SA5-cœur	SA5-bord	SA5-bord	SA5-cœur	SA5-cœur	SA5-cœur	SA5-bord	SA5-bord	SA5-cœur	SA5-bord	SA5-cœur	SA5-cœur	SA5-cœur	SA5-bord	SA5-bord
SiO2	47,29	48,18	48,22	48,66	50,24	49,28	48,55	47,81	47,55	47,25	47,72	48,7	47,31	48,2	50,04
TiO2	1,57	1,48	1,58	1,44	0,73	1,38	1,2	1,56	1,63	1,53	1,5	1,4	1,33	1,44	0,94
Al2O3	6,74	6,92	6,98	6,47	4,97	6,17	6,13	7,14	6,99	6,43	6,54	6,51	7,32	6,71	5,56
FeO	15,44	14,89	15,34	15,29	16,77	15,13	15,59	15,62	15,78	15,12	15,39	15,6	16,04	15,75	15,18
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,68	0,52	0,55	0,62	1,13	0,42	0,53	0,65	0,7	0,67	0,46	0,77	0,72	0,41	0,72
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	13,63	13,65	13,5	13,44	12,65	14,01	13,38	13,34	12,96	13,08	13,23	13,7	12,88	13,06	13,6
CaO	10,62	10,8	10,62	10,96	10,69	10,52	10,74	10,85	10,91	10,78	10,84	10,9	10,57	10,61	10,5
Na2O	1,61	1,68	1,79	1,55	0,87	1,58	1,42	1,74	1,71	1,61	1,63	1,42	1,56	1,77	1,3
K2O	0,03	0,05	0,04	0,03	0,23	0,05	0,02	0,1	0,07	0,05	0,02	0,08	0,1	0,08	0,05
TOTAL	97,61	98,17	98,62	98,46	98,28	98,54	97,56	98,81	98,3	96,52	97,33	99,08	97,83	98,03	97,89
Si	6,981	6,906	6,884	6,971	7,272	6,995	6,997	6,837	6,872	6,925	6,924	6,913	6,818	6,948	7,168
Ti	0,174	0,16	0,17	0,155	0,079	0,147	0,13	0,168	0,176	0,169	0,164	0,149	0,144	0,156	0,101
AlIV	1,019	1,094	1,116	1,029	0,728	1,005	1,003	1,163	1,128	1,075	1,076	1,087	1,182	1,052	0,832
AlVI	0,154	0,076	0,059	0,064	0,12	0,028	0,041	0,041	0,058	0,037	0,043	0,002	0,062	0,089	0,107
Fe2+	1,623	0,88	0,867	0,979	1,379	0,759	0,908	0,909	1,038	1,007	1,004	0,793	0,827	1,036	0,953
Fe3+	0,049	0,905	0,965	0,853	0,651	1,038	0,975	0,959	0,862	0,847	0,864	1,06	1,107	0,863	0,866
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,085	0,063	0,067	0,075	0,041	0,051	0,065	0,079	0,085	0,083	0,057	0,093	0,088	0,05	0,06
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	2,999	2,916	2,873	2,87	2,729	2,964	2,88	2,844	2,78	2,858	2,862	2,899	2,767	2,806	2,904
Ca	1,68	1,659	1,625	1,683	1,658	1,6	1,662	1,663	1,683	1,693	1,686	1,658	1,632	1,639	1,612
Na	0,928	0,261	0,249	0,233	0,042	0,078	0,124	0,31	0,333	0,311	0,292	0,114	0,156	0,489	0,009
K	0,006	0,009	0,007	0,005	0,042	0,009	0,004	0,018	0,013	0,009	0,004	0,014	0,018	0,015	0,009
NaB	0	0,341	0,375	0,317	0,244	0,4	0,338	0,337	0,317	0,307	0,314	0,342	0,368	0,361	0,361

Tableau 23- Analyses et formules structurales des amphiboles primaires et secondaires des tonalites de Guanajuato.



	CLL-1	CLL-1	CLL-1	CLL-1	CLL-1	CLL-1	CLL-1	CLL-1	CLL-1	CLL-1	MC194	MC194	MC194	MC194	MC194	MC194
SiO2	45,04	43,62	43,92	43,48	43,07	44,66	46,15	45,29	45,72	43,35	52,48	52,53	50,86	56,26	51,58	
TiO2	0,89	1,02	0,84	1,27	0,83	0,99	0,83	0,75	0,9	2,67	0,16	0,37	0,47	0,03	0,39	
Al2O3	12,29	13,01	13,26	12,33	12,99	11,97	10,56	12,2	11,15	10,25	3,67	4,35	6,07	1,87	5,61	
FeO	8,43	7,71	8,12	8,75	8,38	8,08	8,46	7,8	7,73	12,55	7,78	7,73	9,04	7,46	7,18	
Cr2O3	0,07	0,12	0,29	0,34	0,69	0,16	0	0,29	0,31	-	-	-	-	-	-	
MnO	0,19	0,14	0,16	0,16	0,15	0,17	0,26	0,17	0,14	0,18	0,2	0,1	0,17	0	0,22	
NiO	0,08	0,18	0,03	0,27	0	0,08	0	0,12	0	-	-	-	-	-	-	
MgO	16,43	16,15	15,91	15,86	15,69	16,24	16,43	16,6	17,01	13,46	18,62	18,83	17,58	19,81	18,58	
CaO	11,25	11,64	11,58	11,39	11,46	11,45	11,32	11,59	11,25	11,4	13,36	12,91	12,61	13,15	12,67	
Na2O	1	2	2,17	1,9	2,35	1,93	1,82	2,07	1,89	1,65	0,24	0,36	0,67	0,22	0,45	
K2O	0,2	0,28	0,18	0,27	0,19	0,23	0,18	0,18	0,23	0,22	0,07	0,14	0,12	0,03	0,17	
TOTAL	95,87	95,87	96,46	96,02	95,8	95,96	96,01	97,06	96,33	95,73	96,58	97,32	97,59	98,83	96,85	
Si	6,491	6,347	6,366	6,347	6,311	6,498	6,711	6,507	6,608	6,393	7,468	7,379	7,165	7,76	7,259	
Ti	0,096	0,112	0,092	0,139	0,091	0,108	0,091	0,081	0,098	0,296	0,017	0,039	0,05	0,003	0,041	
AlIV	1,509	1,653	1,634	1,653	1,689	1,502	1,289	1,493	1,392	1,607	0,532	0,621	0,835	0,24	0,741	
AlVI	0,58	0,58	0,632	0,469	0,556	0,552	0,522	0,574	0,508	0,175	0,084	0,099	0,173	0,064	0,19	
Fe2+	0,617	0,551	0,66	0,592	0,679	0,662	0,787	0,629	0,613	0,824	0,664	0,472	0,515	0,641	0,351	
Fe3+	0,16	0,22	0,143	0,278	0,166	0,128	0,038	0,114	0,081	0,724	0,261	0,436	0,55	0,219	0,494	
Cr	0,008	0,014	0,033	0,039	0,08	0,018	0	0,033	0,035	-	-	-	-	-	-	
Mn	0	0,017	0	0,02	0,019	0,021	0,032	0,021	0,017	0,022	0,024	0,012	0,02	0	0,026	
Ni	0,009	0,021	0,003	0	0	0,009	0	0,014	0	-	-	-	-	-	-	
Mg	3,53	3,503	3,437	3,451	3,427	3,522	3,562	3,555	3,665	2,959	3,949	3,942	3,692	4,073	3,898	
Ca	1,738	1,815	1,799	1,782	1,8	1,785	1,764	1,785	1,743	1,801	2,037	1,943	1,903	1,943	1,911	
Na	0,531	0,564	0,61	0,538	0,668	0,545	0,513	0,577	0,53	0,472	0,066	0,098	0,183	0,059	0,123	
K	0,037	0,052	0,033	0,05	0,036	0,043	0,033	0,033	0,042	0,041	0,013	0,025	0,022	0,005	0,031	
NaB	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,199	0	0,057	0,097	0,057	0,089	

Tableau 24- Analyses et formules structurales des amphiboles primaires et secondaires des roches ultrabasiques de Guanajuato.  
 CLL1 = Enclave de clinopyroxénolite à amphibole-plagioclase dans la diorite de Tunamansa.  
 MC194 = Clinopyroxénolite à hornblende-plagioclase.

	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7	MA7
SiO2	41,4	42,73	42,12	42,17	41,59	43,23	42,44	41,46	41,87	
TiO2	1,89	1,77	1,48	1,43	1,94	0,47	1,73	1,73	1,94	
Al2O3	13,3	12,44	12,69	13,25	13,27	13,32	12,43	13,37	12,38	
FeO	10,88	11,06	10,94	10,5	9,85	11,6	10,74	13,01	12,05	
Cr2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
MnO	0,12	0,13	0,1	0,1	0,1	0,21	0,04	0,44	0,23	
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
MgO	14,04	14,35	13,92	13,15	14,23	13,34	14,76	12,33	13,79	
CaO	11,64	11,52	11,55	11,73	11,75	11,62	11,75	10,54	10,48	
Na2O	2,27	2,42	2,32	2,19	2,4	2	2,33	2,5	2,56	
K2O	0,47	0,46	0,63	0,61	0,58	0,4	0,48	0,24	0,31	
TOTAL	96,01	96,88	95,75	95,13	95,71	96,19	96,7	95,6	95,61	
Si	6,14	6,293	6,277	6,277	6,128	6,309	6,241	6,108	6,281	
Ti	0,211	0,196	0,166	0,16	0,215	0,052	0,191	0,192	0,219	
AlIV	1,86	1,707	1,723	1,723	1,872	1,691	1,759	1,892	1,719	
AlVI	0,466	0,453	0,507	0,602	0,433	0,601	0,396	0,431	0,471	
Fe2+	0,989	1,113	1,127	0,997	0,711	0,708	0,951	0,625	1,221	
Fe3+	0,226	0,084	0,094	0,31	0,503	0,708	0,226	0,978	0,006	
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Mn	0,015	0,016	0,013	0,013	0,012	0,026	0,005	0,055	0,029	
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Mg	3,104	3,15	3,092	2,918	3,125	2,902	3,235	2,708	3,084	
Ca	1,85	1,818	1,845	1,871	1,855	1,817	1,852	1,664	1,685	
Na	0,653	0,691	0,67	0,632	0,686	0,566	0,664	0,714	0,745	
K	0,089	0,086	0,12	0,116	0,109	0,074	0,09	0,045	0,059	
NaB	0	0	0	0,129	0,145	0,183	0	0,336	0	

Tableau 25- Analyses et formules structurales des amphiboles primaires d'un filon d'ankaramite de Guanajuato.

	BM14	BM14	BM14	BM14	BM14	BM14	BM14	MA3	MA3	MA3	MA3	MA3	MA3	MA3
SiO2	48,63	47,79	47,19	48,14	48,29	47,18	47,45	48,09	48,48	44,68	43,66	44,18	43,45	46,77
TiO2	0,91	1,15	1,11	1,13	1,05	1,11	0,91	1,24	0,94	1,53	1,57	1,64	1,69	1,39
Al2O3	5,95	6,29	6,74	6,37	5,77	6,6	5,84	7,46	7,03	9,46	10,44	10,67	10,88	8,2
FeO	13,04	12,38	13,27	13,94	12,29	13,24	13,39	12,66	10,21	13,71	12,42	11,86	11,03	11,31
Cr2O	0	0	0,09	0,05	0	0	0,01	0	0,1	0	0,06	0,01	0,11	0,01
MnO	0,29	0,21	0,43	0,46	0,36	0,51	0,27	0,27	0,1	0,19	0,22	0,13	0,27	0,28
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0,05	0	0	0	0,08	0	0
MgO	14,61	13,96	13,68	13,74	14,59	13,59	14,1	15,28	16,38	13,81	14,24	14,46	14,54	15,19
CaO	11,99	11,56	11,62	11,72	11,91	11,8	11,89	11,56	12,11	11,77	11,57	11,6	11,4	11,58
Na2O	1	1,03	1,14	1,09	1,12	1,16	0,97	1,6	1,46	2,05	2,1	2,19	2,07	1,77
K2O	0,6	0,66	0,76	0,64	0,59	0,64	0,63	0,64	0,6	0,97	0,98	1	0,98	0,77
TOTAL	97,02	95,03	96,03	97,28	95,97	95,83	95,46	98,85	97,41	98,17	97,26	97,82	96,42	97,27
Si	7,083	7,107	6,979	7,026	7,116	7,005	7,052	6,947	7,021	6,583	6,459	6,406	6,454	6,768
Ti	0,1	0,129	0,123	0,124	0,116	0,124	0,102	0,135	0,102	0,17	0,175	0,179	0,189	0,151
AlIV	0,917	0,893	1,021	0,974	0,884	0,995	0,948	1,053	0,979	1,417	1,541	1,594	1,546	1,232
AlVI	0,104	0,21	0,155	0,122	0,119	0,16	0,075	0,217	0,222	0,226	0,28	0,231	0,36	0,168
Fe2+	1,112	1,222	1,187	1,198	1,176	1,267	1,167	1,352	1,108	1,488	1,281	0,841	1,206	0,839
Fe3+	0,477	0,318	0,455	0,504	0,339	0,377	0,498	0,001	0,2	0,084	0,118	0,598	0,014	0,53
Cr	0	0	0,011	0,006	0	0	0,001	0	0,011	0	0,007	0,001	0,013	0,001
Mn	0,036	0,026	0,054	0,057	0,045	0,064	0,034	0,033	0,012	0,024	0,028	0,016	0,034	0,034
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,009	0	0
Mg	3,172	3,095	3,016	2,989	3,205	3,008	3,123	3,29	3,536	3,033	3,14	3,125	3,219	3,277
Ca	1,871	1,842	1,842	1,833	1,881	1,878	1,886	1,761	1,88	1,858	1,834	1,803	1,815	1,796
Na	0,283	0,297	0,327	0,309	0,32	0,334	0,279	0,441	0,41	0,568	0,602	0,616	0,596	0,497
K	0,112	0,125	0,143	0,119	0,111	0,121	0,119	0,116	0,111	0,182	0,185	0,185	0,186	0,142
NaB	0,129	0,158	0,158	0,167	0,119	0,122	0,114	0,239	0	0	0	0,197	0	0,204

Tableau 26- Analyses et formules structurales des amphiboles primaires des enclaves gabroïques de la brèche magmatique de Guanajuato.

	BM8	BM8	BM8	BM8	BM8	BM8	BM8	BM8	BM8	BM8	BM8	BM8	BM8
SiO2	52,73	50,88	50,16	50,25	51,01	52,17	49,91	50,46	49,15	50,75	49,52	50,56	49,52
TiO2	0,02	0,48	0,47	0,62	0,45	0,33	0,55	0,59	0,65	0,45	0,56	0,56	0,56
Al2O3	3,67	5,28	5,72	5,22	4,62	3,98	4,96	4,76	5,76	4,86	5,59	5,59	5,59
FeO	9,5	11,16	11,07	10,98	10,37	9,64	11,27	11,23	11,13	11,76	11,1	11,1	11,1
Cr2O3	0,36	0,13	0,06	0,03	0,1	0	0,24	0,09	0	0	0,2	0,25	0,25
MnO	0,22	0,21	0,32	0,29	0,17	0,23	0,21	0,3	0,2	0,22	0,25	0,25	0,25
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	17,3	16,09	15,72	16	16,06	16,85	15,61	15,87	15,75	15,59	15,85	15,85	15,85
CaO	12,56	11,77	11,82	11,62	11,75	12,17	11,97	11,98	11,83	11,51	11,57	11,57	11,57
Na2O	0,75	0,97	1,12	1,11	1,04	0,92	0,97	1,03	1,01	1,05	1,3	1,3	1,3
K2O	0,25	0,48	0,5	0,52	0,39	0,36	0,54	0,46	0,53	0,38	0,55	0,55	0,55
TOTAL	97,36	97,45	96,96	96,64	95,96	96,65	96,23	96,77	96,01	96,57	96,49	96,49	96,49
Si	7,512	7,263	7,224	7,244	7,398	7,495	7,271	7,298	7,148	7,313	7,168	7,168	7,168
Ti	0,002	0,052	0,051	0,067	0,049	0,036	0,06	0,064	0,071	0,049	0,061	0,061	0,061
AlIV	0,488	0,737	0,776	0,756	0,602	0,505	0,729	0,702	0,852	0,687	0,832	0,832	0,832
AlVI	0,128	0,152	0,195	0,132	0,188	0,169	0,123	0,109	0,136	0,141	0,122	0,122	0,122
Fe2+	0,901	0,823	0,914	0,834	0,972	0,964	1,028	0,991	0,851	0,906	0,834	0,834	0,834
Fe3+	0,23	0,51	0,419	0,49	0,286	0,194	0,346	0,367	0,503	0,516	0,51	0,51	0,51
Cr	0,041	0,015	0,007	0,003	0,011	0	0,028	0,01	0	0,023	0,023	0,023	0,023
Mn	0,027	0,025	0,039	0,035	0,021	0,028	0,026	0,037	0,025	0,027	0,031	0,031	0,031
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	3,671	3,424	3,375	3,438	3,472	3,608	3,39	3,421	3,414	3,36	3,42	3,42	3,42
Ca	1,916	1,801	1,824	1,795	1,826	1,874	1,869	1,857	1,844	1,784	1,795	1,795	1,795
Na	0,208	0,268	0,313	0,311	0,293	0,256	0,274	0,289	0,285	0,294	0,365	0,365	0,365
K	0,045	0,087	0,092	0,096	0,072	0,066	0,1	0,085	0,098	0,07	0,102	0,102	0,102
NaB	0,124	0,069	0,137	0,106	0,119	0,13	0,143	0,146	0,129	0,078	0,16	0,16	0,16

Tableau 27- Analyses et formules structurales des amphiboles primaires et secondaires des enclaves doléritiques de la brèche magmatique de Guanajuato.

BM8	BM8	BM8	BM8	BM8	BM8	O7	O7	O7	O7	O7	O7	O7
49,83	50,12	50,28	50,35	50,19	50,28	51,21	51,22	50,87	51,81	50,33	50,91	51,03
0,52	0,51	0,47	0,58	0,43	0,55	0,38	0,34	0,42	0,22	0,41	0,37	0,46
5,75	5,77	5,4	5,27	5,24	5,17	4,96	4,91	4,85	4,62	5,03	4,96	4,94
11,71	10,62	11,07	11,17	10,65	11,42	10,02	9,69	10,24	9,67	10,1	10,11	10,19
0,18	0,13	0,04	0,02	0	0,23	0,04	0	0,04	0	0,13	0,09	0,01
0,14	0,21	0,2	0,23	0,28	0,23	0,3	0,4	0,31	0,2	0,16	0,19	0,38
0	0	0	0	0	15,87	0,02	0,13	0	0,11	0	0,02	0
15,32	15,92	15,87	16,12	15,93	0	17,52	17,75	17,47	17,67	17,04	17,18	17,41
12,23	11,86	12	11,76	11,61	11,99	11,76	12	11,86	12,34	11,9	11,85	11,79
1,09	1,11	1,14	1,08	1,03	0,92	1,19	1,06	1,17	1,03	1,2	1,03	1,15
0,48	0,49	0,47	0,51	0,49	0,45	0,43	0,35	0,46	0,34	0,44	0,46	0,43
97,25	96,74	96,94	97,09	95,85	97,11	97,83	97,85	97,69	98,01	96,74	97,17	97,79
7,206	7,223	7,253	7,226	7,283	7,233	7,333	7,308	7,301	7,378	7,301	7,339	7,315
0,057	0,055	0,051	0,063	0,047	0,06	0,041	0,036	0,045	0,024	0,045	0,04	0,05
0,794	0,777	0,747	0,774	0,717	0,767	0,667	0,692	0,699	0,622	0,699	0,661	0,685
0,187	0,204	0,172	0,118	0,18	0,109	0,171	0,134	0,122	0,154	0,161	0,182	0,15
1,128	0,897	0,983	0,824	0,842	0,897	1,041	0,439	1,019	0,985	1,08	1,058	1,043
0,288	0,383	0,353	0,517	0,451	0,477	0	0,703	0,072	0,075	0,015	0,015	0,036
0,021	0,015	0,005	0,002	0	0,026	0,005	0	0,005	0	0,015	0,01	0,001
0,017	0,026	0,024	0,028	0,034	0,028	0,036	0,048	0,038	0,024	0,02	0,023	0,046
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,013	0	0,002	0
3,302	3,42	3,412	3,448	3,446	3,403	3,74	3,775	3,737	3,751	3,684	3,692	3,72
1,895	1,832	1,855	1,809	1,806	1,848	1,805	1,835	1,824	1,883	1,85	1,831	1,811
0,306	0,31	0,319	0,3	0,289	0,257	0,33	0,0293	0,326	0,284	0,336	0,288	0,32
0,089	0,09	0,087	0,093	0,091	0,083	0,079	0,064	0,084	0,062	0,081	0,085	0,079
0,201	0,142	0,174	0,109	0,095	0,105	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 27 (suite)- Analyses et formules structurales des amphiboles primaires et secondaires des enclaves doléritiques de la brèche magmatique de Guanajuato.

	GP1-cœur	GP1-cœur	GP1-cœur	GP1-cœur	GP1-cœur	GP1-cœur	GP1-bord	BM7	BM7	BM7	BM7	BM7	BM7	BM7	BM7	BM7
SiO2	50,93	50,69	43,45	48,78	42,13	50,51	47,18	49,02	49,66	49,29	47,93	48,83	49,94	49,63	48,75	49,23
TiO2	1,01	1,03	2,18	1,22	2,2	0,94	1,67	0,93	0,92	0,71	1,11	0,97	0,81	0,84	0,88	0,78
Al2O3	4,88	4,82	11,33	6,64	11,6	5,12	7,1	5,59	5,39	5,05	6,24	5,61	5,18	5,77	5,69	5,61
FeO	10,59	10,26	9,4	10,74	11,52	10,65	12,03	11,6	11,51	11,14	12,9	11,98	11,59	11,72	11,67	12,09
Cr2O3	0,07	0,02	0	0	0,03	0,06	0,11	0	0,02	0,07	0,04	0,04	0	0,1	0	0
MnO	0,14	0,22	0,05	0,22	0,21	0,35	0,16	0,31	0,31	0,31	0,2	0,41	0,33	0,32	0,25	0,37
NiO	0	0	0,04	0,03	0,07	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	17,53	16,92	15,57	16,5	13,68	16,85	15,13	15,17	15,4	15,83	15,04	14,95	15,44	15,82	14,97	15,33
CaO	11,71	11,89	11,11	11,59	11,68	11,73	12,08	11,76	11,83	11,9	12,02	11,96	11,81	11,8	11,73	11,64
Na2O	1,2	1,18	2,19	1,56	2,25	1,19	1,44	1,16	1,13	0,84	1,2	1,15	0,91	1,11	1,22	1,09
K2O	0,43	0,43	0,98	0,58	0,99	0,38	0,68	0,59	0,48	0,42	0,57	0,51	0,43	0,53	0,58	0,55
TOTAL	98,49	97,46	96,3	97,86	96,36	97,78	97,58	96,13	96,65	95,56	97,25	96,41	96,44	97,64	95,74	96,69
Si	7,108	7,229	6,304	6,944	6,303	7,167	6,898	7,17	7,21	7,199	6,957	7,144	7,242	7,106	7,168	7,134
Ti	0,106	0,11	0,238	0,131	0,248	0,1	0,184	0,1	0,1	0,078	0,121	0,107	0,088	0,09	0,097	0,085
AlIV	0,803	0,771	0,243	0,059	0,349	0,023	0,122	0,83	0,79	0,801	1,041	0,856	0,758	0,894	0,832	0,866
AlVI	0	0,04	1,696	1,056	1,697	0,833	1,102	0,13	0,13	0,068	0,028	0,112	0,128	0,08	0,155	0,093
Fe2+	0,017	0,755	0,417	0,616	1,333	0,625	1,32	1,05	1,03	0,834	0,985	1,111	0,959	0,807	1,107	0,886
Fe3+	0,921	0,468	0,724	0,663	0,008	0,639	0,064	0,37	0,37	0,527	0,582	0,355	0,447	0,596	0,328	0,58
Cr	0,008	0,002	0	0	0,004	0,007	0,013	0	0,002	0,008	0,005	0,005	0	0,011	0	0
Mn	0,017	0,027	0,006	0,027	0,027	0,042	0,02	0,04	0,04	0,038	0,025	0,051	0,041	0,039	0,031	0,045
Ni	0	0	0,005	0	0,008	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	3,647	3,597	3,367	3,501	3,051	3,564	3,297	3,31	3,33	3,446	3,255	3,26	3,337	3,376	3,281	3,311
Ca	1,675	1,817	1,728	1,768	1,854	1,784	1,877	1,843	1,84	1,863	1,87	1,875	1,835	1,811	1,848	1,808
Na	0,325	0,327	0,616	0,431	0,653	0,327	0,408	0,329	0,318	0,238	0,338	0,326	0,256	0,308	0,348	0,306
K	0,077	0,078	0,181	0,105	0,189	0,069	0,127	0,11	0,089	0,078	0,106	0,095	0,08	0,097	0,109	0,102
NaB	0,325	0,183	0,272	0,232	0	0,216	0	0,157	0,16	0,137	0,13	0,125	0,0165	0,189	0,152	0,192

Tableau 28- Analyses et formules structurales des amphiboles primaires du ciment gabbroïque pegmatitique (GP1) et dioritique-monozodioritique (BM7, BM10) de la brèche magmatique de Guanajuato.

BM7	BM7	BM7	BM7	BM7	BM7	BM10	BM10	BM10	BM10	BM10	BM10	BM10	BM10	BM10	BM10
50,32	49,22	49,48	49,33	49,23	49,72	49,08	49,7	48,76	48,3	49,28	49,27	48,66	47,1	47,9	49,58
0,8	0,85	0,72	0,9	0,91	0,84	1,01	0,92	0,84	1,01	0,93	0,88	0,8	1,18	0,85	0,84
5,33	5,44	5,39	5,67	5,78	5,5	4,98	4,96	5,36	4,97	5,28	5,83	5,4	6,24	6,34	5,4
11,7	11,53	11,77	11,4	12,13	11,54	11,58	11,22	12,29	11,53	11,63	12,51	12,39	11,74	11,7	11,27
0	0	0	0	0	0	0	0,2	0,16	0,05	0,1	0,12	0,05	0	0,08	0
0,27	0,2	0,45	0,44	0,36	0,53	0,13	0,28	0,28	0,28	0,31	0,38	0,39	0,32	0,19	0,29
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
15,63	15,38	15,44	15,32	15,56	15,44	15,81	15,53	15,19	15,7	15,36	14,89	14,89	14,94	15,46	15,52
11,84	11,59	11,87	11,92	11,79	11,59	11,77	11,44	11,38	11,5	11,94	11,26	11,62	11,64	11,47	11,41
1,1	1,03	1,23	1,03	1,27	1,21	0,96	1,13	0,98	1,01	1,02	1,13	1,25	1,18	1,31	0,97
0,48	0,44	0,54	0,56	0,5	0,46	0,54	0,48	0,54	0,6	0,48	0,55	0,53	0,55	0,61	0,48
97,47	95,68	96,89	96,57	97,53	96,83	96,06	95,82	95,67	95	96,35	96,75	95,93	94,97	95,92	95,78
7,229	7,188	7,178	7,17	7,082	7,186	7,15	7,248	7,129	7,112	7,183	7,131	7,146	6,976	6,988	7,21
0,086	0,093	0,079	0,098	0,098	0,091	0,111	0,101	0,092	0,112	0,102	0,096	0,088	0,131	0,093	0,092
0,773	0,812	0,822	0,83	0,918	0,814	0,85	0,752	0,871	0,863	0,817	0,869	0,854	1,024	1,012	0,79
0,129	0,125	0,1	0,142	0,062	0,123	0,006	0,101	0,053	0	0,091	0,125	0,081	0,066	0,094	0,135
0,973	0,911	0,999	1,003	0,881	0,9	0,859	0,924	0,822	0,774	1,108	0,879	1,04	0,907	0,766	0,821
0,432	0,498	0,429	0,383	0,579	0,495	0,553	0,445	0,682	0,621	0,4	0,635	0,482	0,547	0,661	0,55
0	0	0	0	0	0	0	0,018	0,006	0,012	0,014	0,006	0	0,009	0	0,002
0,033	0,025	0,055	0,054	0,044	0,065	0,016	0,035	0,035	0,035	0,038	0,047	0,049	0,04	0,023	0,036
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3,346	3,348	3,338	3,319	3,336	3,326	3,433	3,376	3,311	3,446	3,337	3,212	3,26	3,298	3,362	3,364
1,822	1,814	1,845	1,857	1,818	1,795	1,838	1,788	1,783	1,815	1,865	1,746	1,829	1,848	1,793	1,778
0,307	0,292	0,346	0,29	0,354	0,339	0,271	0,32	0,278	0,288	0,288	0,356	0,356	0,339	0,371	0,274
0,088	0,082	0,1	0,104	0,092	0,085	0,1	0,089	0,101	0,113	0,089	0,102	0,099	0,104	0,114	0,089
0,178	0,186	0,155	0,143	0,182	0,205	0,162	0,212	0,217	0,185	0,135	0,254	0,171	0,152	0,207	0,222

Tableau 28 (suite)- Analyses et formules structurales des amphiboles primaires du ciment gabbroïque pegmatitique (GP1) et dioritique-monozodioritique (BM7, BM10) de la brèche magmatique de Guanajuato.

	SMA3	SMA3	SMA3	SMA3	SMA3	SMA3	SMA3	LP63	LP63	LP63	LP63	LP63	LP63	LP64	LP64	LP64	LP64	LP64
SiO2	39,53	39,69	39,83	43,04	42,54	43,51	41,09	42,55	42,6	41,6	41,33	39,05	41	39,98	40,36	40,48	40,74	41,67
TiO2	1,82	1,8	1,93	2,41	1,47	2,77	1,7	3	2,69	2,85	2,31	1,84	2,22	2,99	2,05	2,04	2,18	3,02
Al2O3	15,21	15,8	15,03	11,79	12,75	10,85	13,98	10,38	10,1	11,1	11,09	13,95	11,56	11,89	13,39	13,22	13,27	10,71
FeO	10,92	11	11,96	10,36	10,19	10,95	10,32	11,92	12,91	11,52	11,92	11,2	11,48	12,25	11,22	11,01	11,18	12,52
Cr2O3	0,04	0,09	0,11	0	0,08	0	0,13	0	0	0	0	0,06	0,02	0,1	0,03	0	0,09	0
MnO	0,14	0,06	0,09	0,05	0,04	0,32	0,18	0,2	0,22	0,28	0,28	0,28	0,15	0,15	0	0,13	0,15	0,18
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	13,87	13,85	13,41	15,56	15,52	15,07	14,31	13,55	13,4	14,21	14,47	14,24	14,79	14,25	13,93	14,29	13,89	13,61
CaO	12	11,93	12,04	11,17	11,27	10,82	11,83	11,1	10,84	11,1	11,18	12,12	11,63	11,1	12,12	11,97	11,57	11,07
Na2O	2,27	2,26	2,35	2,58	2,31	2,45	2,54	2,42	2,55	2,55	2,55	2,46	2,16	2,29	2,39	2,44	2,29	2,45
K2O	1,16	1,12	1,12	0,87	0,65	0,93	0,86	0,72	0,77	0,62	0,49	0,6	0,65	0,65	0,57	0,55	0,55	0,59
TOTAL	96,96	97,6	97,87	97,83	96,82	97,67	96,94	95,84	96,08	95,83	95,32	95,8	95,66	95,65	96,06	96,13	95,91	95,82
Si	5,788	5,756	5,807	6,172	6,115	6,265	5,997	6,33	6,33	6,153	6,111	5,784	6,051	5,91	5,972	5,946	5,999	6,192
Ti	0,2	0,196	0,212	0,26	0,159	0,3	0,187	0,336	0,301	0,317	0,257	0,205	0,246	0,332	0,228	0,226	0,241	0,338
AlIV	2,212	2,244	2,193	1,828	1,885	1,735	2,003	1,67	1,67	1,847	1,889	2,216	1,949	2,072	2,028	2,036	2,001	1,808
AlVI	0,413	0,458	0,391	0,165	0,276	0,107	0,403	0,151	0,099	0,089	0,045	0,221	0,062	0	0,308	0,263	0,303	0,069
Fe2+	0,571	0,502	0,729	0,41	0,179	0,486	0,628	1,01	0,968	0,67	0,511	0,478	0,973	0,38	0,765	0,616	0,582	0,836
Fe3+	0,767	0,832	0,73	0,833	1,046	0,833	0,632	0,473	0,637	0,755	0,964	0,909	0,973	1,117	0,624	0,741	0,795	0,72
Cr	0,005	0,01	0,013	0	0,009	0	0,015	0	0	0	0	0,007	0,002	0,012	0,004	0	0,01	0
Mn	0,017	0,007	0,011	0,006	0,005	0,039	0,022	0,025	0,028	0,035	0,035	0,035	0,019	0,019	0	0,016	0,019	0,023
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	3,027	2,994	2,914	3,326	3,326	3,235	3,113	3,005	2,968	3,133	3,189	3,144	3,253	3,14	3,072	3,138	3,049	3,015
Ca	1,883	1,854	1,881	1,717	1,736	1,67	1,85	1,77	1,726	1,76	1,772	1,924	1,839	1,758	1,922	1,89	1,826	1,763
Na	0,644	0,636	0,665	0,717	0,644	0,684	0,719	0,698	0,735	0,731	0,731	0,707	0,618	0,657	0,686	0,697	0,654	0,706
K	0,217	0,207	0,208	0,159	0,12	0,171	0,16	0,137	0,146	0,117	0,092	0,113	0,122	0,123	0,108	0,103	0,103	0,112
NaB	0,117	0,146	0,119	0,283	0,264	0,33	0,15	0,23	0,274	0,24	0,228	0,076	0,161	0,242	0,078	0,11	0,174	0,237

Tableau 29- Analyses et formules structurales des amphiboles primaires des basaltes (SMA3) et des andésites (LP63, LP64) de San Miguel de Allende.

	TX105A	TX105A	TX105A	TX105A	TX105A	TX92	TX92
SiO2	42,92	42,28	42,17	42,13	42,56	47,31	50,42
TiO2	1,39	1,25	1,34	1,36	1,63	0,01	0,02
Al2O3	11,37	13,13	13,18	12,87	12,69	8,91	5,4
FeO	10,76	10,83	11,29	11,41	10,8	13,99	15,22
Cr2O3	0	0	0	0	0,07	0	0
MnO	0,14	0,2	0	0,09	0,13	0,19	0,03
NiO	0	0	0,06	0	0	0	0
MgO	15,13	15,43	15,2	14,68	15,2	16,78	15,03
CaO	11,75	11,53	11,39	11,38	11,73	8,91	11,14
Na2O	2,29	2,35	2,3	2,33	2,47	0,23	0,25
K2O	0,46	0,42	0,47	0,45	0,49	0,07	0,07
TOTAL	96,21	97,42	97,4	96,7	97,77	96,4	97,58
Si	6,266	6,14	6,137	6,194	6,187	6,778	7,232
Ti	0,153	0,137	0,147	0,15	0,178	0,001	0,002
AlIV	1,734	1,86	1,863	1,806	1,813	1,222	0,768
AlVI	0,223	0,389	0,398	0,425	0,363	0,284	0,148
Fe2+	0,52	0,676	0,716	0,876	0,859	0,145	0,952
Fe3+	0,794	0,458	0,435	0,331	0,298	0,987	0,672
Cr	0	0	0	0	0,008	0	0
Mn	0,017	0,025	0	0,011	0	0,023	0,004
Ni	0	0	0,007	0	0	0	0
Mg	3,293	3,34	3,297	3,217	3,294	3,584	3,225
Ca	1,858	1,794	1,776	1,793	1,828	1,368	1,719
Na	0,487	0,662	0,649	0,664	2	0,064	0,07
K	0,086	0,078	0,087	0,084	0,091	0,013	0,013
NaB	0,162	0	0	0	0	0,064	0,07

Tableau 30-Analyses et formules structurales des amphiboles primaires d'un filon de microgabbro (TX105A) et des amphiboles secondaires d'un basalte (TX92) de Palmar Chico-Arcelia.

	MC197	MC197	C10	C10	C10	C10	C10	C10	C10	C10	C6	C6	HM104	HM104	HM104	HM104
SiO2	68,65	67,11	53,1	59,22	57,9	56,54	55,71	55,37	60,25	68,68	68,52	62,43	56,34	56,23	56,79	
Al2O3	19,46	20,47	28,74	25,36	25,8	26,05	27,08	27,15	24,19	20,24	20,07	24,75	27,39	28,76	28,07	
FeO	0,11	0,23	0,09	0,43	0,01	0,15	0,08	0,17	0	0,03	0,08	0,12	0,13	0,09	0,23	
CaO	0,26	0,5	12,97	8,69	9,35	10,41	11,14	11,55	7,28	0,58	0,78	4,92	8,76	10	9,61	
Na2O	10,83	11,51	4,11	6,52	6,28	5,94	5,35	5,09	7,28	11,01	11,16	8,42	6,66	5,76	6,17	
K2O	0,09	0,07	0	0,05	0,04	0,01	0,02	0	0	0,04	0,38	0,07	0,07	0,04	0,01	
TOTAL	99,44	99,89	99,01	100,27	99,38	99,1	99,38	99,33	99	100,58	100,99	100,71	99,35	100,88	100,88	
Si	3,007	2,994	2,428	2,642	2,609	2,567	2,525	2,514	2,706	2,975	2,971	2,741	2,545	2,503	2,528	
Al	1,005	1,059	1,549	1,334	1,37	1,394	1,447	1,435	1,281	1,033	1,026	1,281	1,458	1,509	1,473	
Fe	0,004	0,008	0,003	0,016	0	0,006	0,003	0,006	0	0,001	0,003	0,004	0,005	0,003	0,009	
Ca	0,012	0,024	0,635	0,415	0,451	0,506	0,541	0,562	0,35	0,027	0,036	0,231	0,424	0,477	0,458	
Na	0,92	0,979	0,364	0,564	0,549	0,523	0,47	0,448	0,634	0,925	0,938	0,717	0,583	0,497	0,533	
K	0,005	0,004	0	0,003	0,002	0,001	0,001	0	0	0,02	0,021	0,004	0,004	0,002	0,001	
TOTAL	4,953	5,068	4,979	4,974	4,981	4,997	4,987	4,965	4,971	4,981	4,995	4,978	5,019	4,991	5,002	
% An	1,3	2,3	63,6	42,3	45	49,2	53,4	55,6	35,6	2,8	3,6	24,3	41,9	48,8	46,2	
% Ab	98,2	97,3	36,4	57,4	54,7	50,8	46,4	44,4	64,4	95,1	94,2	75,3	57,7	50,9	53,7	
% Or	0,5	0,4	0	0,3	0,3	0	0,2	0	0	2,1	2,2	0,4	0,4	0,3	0,1	

Tableau 31- Analyses et formules structurales des plagioclases des roches volcaniques de Guanajuato.  
MC197, C10, C6 = basaltes tholéitiques.  
HM104 = dacite calco-alcaline.

	HM110-cœur	HM110-cœur	HM110-cœur	HM110-cœur	HM85-cœur	HM85-bord	MC191-bord	MC191-bord	SA47A-cœur	MA7-micr	MA7-micr
SiO <sub>2</sub>	52,26	61,59	52,9	59,04	56,62	63,99	56,19	51,5	67,5	64,25	68,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,35	23,82	28,57	25,86	26,96	23,49	27,48	30,21	20,32	21,35	20,31
FeO	0,47	0,48	0,62	0,39	0,52	0,15	0,41	1,26	0,14	1,44	0,27
CaO	13,53	4,74	11,97	7,69	9,36	4,03	9,85	11,76	0,98	3,46	0,27
Na <sub>2</sub> O	4,33	8,86	5	7,26	6,23	8,77	5,88	4,1	11,26	9,81	10,77
K <sub>2</sub> O	0,06	0,24	0,15	0,12	0,06	0,14	0,08	0,14	0,01	0,07	0,28
TOTAL	101	99,73	99,21	100,36	99,75	100,57	99,89	98,97	100,21	100,38	100,43
Si	2,358	2,745	2,424	2,632	2,553	2,804	2,531	2,366	2,951	2,844	2,978
Al	1,614	1,251	1,543	1,359	1,433	1,213	1,459	1,636	1,047	1,114	1,04
Fe	0,018	0,018	0,024	0,015	0,02	0,005	0,015	0,048	0,005	0,053	0,01
Ca	0,654	0,226	0,588	0,367	0,452	0,189	0,475	0,579	0,046	0,164	0,013
Na	0,379	0,766	0,444	0,627	0,545	0,745	0,514	0,365	0,954	0,842	0,907
K	0,004	0,014	0,009	0,007	0,003	0,008	0,005	0,008	0,001	0,004	0,016
TOTAL	5,027	5,02	5,032	5,007	5,006	4,964	4,999	5,002	5,004	5,021	4,964
% An	63,1	22,5	56,5	36,7	45,2	20,1	47,8	60,8	4,6	16,2	1,3
% Ab	36,5	76,1	42,7	62,6	54,4	79,1	51,7	38,4	95,4	83,4	97
% Or	0,4	1,4	0,8	0,7	0,4	0,8	0,5	0,8	0	0,4	1,7

Tableau 32 - Analyses et formules structurales des plagioclases des filons basaltiques (HM110), doléritiques (HM85, MC191, SA47A) et ankaramitiques (MA7) de Guanajuato.  
Micr= microlite.

	HM93B	HM93B	MC195	HM119	HM119	LP103	LP103	LP103	SA3	SA3	SA3	SA26	SA26	SA26	SA26	SA26
SiO <sub>2</sub>	64,25	66,73	49,78	67,5	68,76	53,81	53,94	63,14	65,32	68,6	67,46	51,35	65,7	66,87	61,7	65,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,81	20,84	31,68	20,08	19,77	29,22	29,75	22,62	22,02	21,56	20,69	29,51	20,98	20,43	24,09	21,07
FeO	0,01	0,04	0,2	0,16	0,04	0,09	0,24	0,09	0,14	0,05	0,2	0,56	0,29	0,15	0,24	0
CaO	2,45	1,63	15,09	0,24	0,21	11,44	11,8	3,99	3,46	2,51	1,68	14,62	3,24	2,11	6,66	3,32
Na <sub>2</sub> O	10,09	10,78	3,19	11,98	12,11	5,02	5,02	9,28	8,5	7,76	9,93	3,38	9,22	10,23	7,14	9,79
K <sub>2</sub> O	0,21	0,17	0,05	0,09	0,11	0,08	0,04	0,22	0,41	0,23	0,1	0,05	0,04	0,05	0,05	0,03
TOTAL	98,82	100,19	99,99	100,05	100,1	99,66	100,79	99,34	99,85	100,71	100,06	99,47	99,47	99,84	99,88	99,52
Si	2,862	2,923	2,275	2,958	2,981	2,439	2,421	2,81	2,876	2,955	2,947	2,357	2,901	2,936	2,738	2,888
Al	1,145	1,076	1,707	1,037	1,01	1,561	1,574	1,187	1,143	1,095	1,065	1,596	1,092	1,057	1,26	1,098
Fe	0	0,001	0,008	0,006	0,001	0,003	0,009	0,003	0,005	0,002	0,007	0,021	0,011	0,006	0,009	0
Ca	0,117	0,077	0,739	0,011	0,01	0,555	0,568	0,19	0,163	0,116	0,079	0,719	0,153	0,099	0,317	0,157
Na	0,871	0,916	0,283	1,018	1,018	0,441	0,437	0,801	0,726	0,648	0,841	0,301	0,789	0,871	0,614	0,839
K	0,012	0,009	0,003	0,005	0,004	0,005	0,002	0,012	0,006	0,013	0,006	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002
TOTAL	5,007	5,002	5,015	5,035	5,024	5,004	5,011	5,003	4,919	4,829	4,945	4,997	4,948	4,882	4,941	4,984
% An	11,7	7,6	72,1	1,1	0,9	55,5	56,4	19	18,2	14,9	8,5	70,3	16,2	10,2	33,9	15,8
% Ab	87,1	91,4	27,6	98,4	98,6	44,1	43,4	79,8	81,1	83,5	90,9	29,4	83,5	89,5	65,8	84,1
% Or	1,2	1	0,3	0,5	0,5	0,4	0,2	1,2	0,7	1,6	0,6	0,3	0,3	0,3	0,3	0,1

Tableau 33- Analyses et formules structurales des plagioclases des gabbros cumulats (HM93B, MC195, HM119, LP103, SA3) et des gabbros subdoléritiques (SA26) de Guanajuato.

	HM93A-cœur	HM93A-bord	HM93A-cœur	LP118	LP118	LP118	LP102-cœur	LP102-bord	LP102-bord	LP102-cœur	LP102-cœur	SA33-cœur
SiO2	55,88	55,58	62,24	66,45	65,95	60,4	55,11	54,17	54,21	54,48	58,82	56,41
Al2O3	27,57	28,64	23,49	21,81	21,25	24,82	28,46	29,01	29,23	28,01	25,7	26,48
FeO	0,2	0,22	0,06	0	0,02	0,19	0,25	0,28	0,41	0,21	0,21	0
CaO	10,54	10,3	5,03	1,45	1,48	6,28	11,2	11,46	12,2	11	8,22	10,37
Na2O	5,58	5,69	8,45	10,64	10,91	7,95	5,66	5,13	4,89	5,58	7,48	5,78
K2O	0,23	0,2	0,21	0,25	0,17	0,29	0,05	0,09	0,06	0,04	0,09	0,06
TOTAL	100	100,63	99,48	100,61	99,78	99,93	100,73	100,14	101	99,32	100,52	99,1
Si	2,518	2,489	2,77	2,897	2,903	2,692	2,473	2,446	2,432	2,478	2,623	2,558
Al	1,464	1,512	1,232	1,121	1,102	1,304	1,505	1,544	1,546	1,502	1,351	1,416
Fe	0,008	0,008	0,002	0	0,001	0,007	0,009	0,011	0,015	0,008	0,008	0
Ca	0,509	0,494	0,24	0,068	0,07	0,3	0,539	0,554	0,587	0,536	0,393	0,504
Na	0,488	0,494	0,729	0,899	0,931	0,687	0,793	0,449	0,425	0,492	0,647	0,508
K	0,013	0,011	0,012	0,014	0,01	0,016	0,003	0,005	0,004	0,002	0,005	0,003
TOTAL	5	5,008	4,985	4,999	5,017	5,006	5,322	5,009	5,009	5,018	5,027	4,989
% An	50,4	49,4	24,5	6,9	6,9	29,9	52,1	55	57,7	52	37,6	49,6
% Ab	48,3	49,4	74,3	91,7	92,1	68,5	47,6	44,5	41,9	47,8	61,9	50
% Cr	1,3	1,2	1,2	1,4	1	1,6	0,3	0,5	0,4	0,2	0,5	0,4

Tableau 34- Analyses et formules structurales des plagioclases des diorites de Guanajuato.  
 HM93A, LP102, SA33 = diorite de Tunamansa  
 LP118 = diorite à clinopyroxène.

	LP116-cœur	LP116-cœur	LP116-bord	LP116-bord	CP1	CP1	CP1
SiO2	65,83	64,65	65,21	65,14	68,37	69,34	67,81
Al2O3	21,92	22,58	22,28	22,57	19,65	18,62	19,41
FeO	0,03	0	0,09	0	0,08	0,08	0,11
CaO	2,87	3,91	3,33	3,43	0,3	0,1	0,31
Na2O	10,27	9,43	9,29	9,53	11,62	11,58	10,44
K2O	0,06	0,03	0,09	0,14	0,08	0	1,1
TOTAL	100,98	100,62	100,29	100,81	100,12	99,72	99,18
Si	2,87	2,833	2,858	2,845	2,986	3,031	2,994
Al	1,126	1,116	1,151	1,162	1,011	0,959	1,01
Fe	0,001	0	0,003	0	0,003	0,003	0,004
Ca	0,134	0,184	0,156	0,161	0,014	0,005	0,015
Na	0,868	0,801	0,79	0,807	0,984	0,982	0,894
K	0,003	0,002	0,005	0,008	0,004	0	0,062
TOTAL	5,002	4,936	4,963	4,983	5,002	4,98	4,979
% An	13,3	18,6	16,4	16,5	1,4	0,5	1,5
% Ab	86,3	81,2	83	82,7	98,2	99,5	92,1
% Cr	0,4	0,2	0,6	0,8	0,4	0	6,4

Tableau 35- Analyses et formules structurales des plagioclases des roches acides de Guanajuato.

	BM14-cœur	BM14-cœur	BM14-cœur	BM14-cœur	BM14-cœur	BM14-cœur	BM14-cœur	BM14-cœur	BM8-cœur	BM8-cœur	BM8-cœur
SiO2	69,35	67,22	65,07	68,71	66,13	65,8	64,83	70,31	70,58	70,26	
Al2O3	20	20,87	18,65	20,61	19	18,3	18,7	19,73	19,43	19,16	
FeO	0	0,15	0,12	0,38	0,16	0,13	0,11	0	0,05	0,14	
CaO	0,42	1,21	0,05	1,57	0,04	0	0,11	0,23	0,11	0,17	
Na2O	10,33	9,35	1,15	9,36	1,1	0,72	0,9	9,99	10,03	11,52	
K2O	0,04	0,68	14,75	0,24	14,5	15,48	14,65	0,08	0,05	0	
TOTAL	100,14	99,48	99,79	100,87	100,93	100,43	99,3	100,34	100,25	101,25	
Si	3,006	2,95	2,995	2,97	3	3,014	2,995	3,032	3,045	3,024	
Al	1,022	1,08	1,012	1,05	1,016	0,988	1,018	1,003	0,988	0,972	
Fe	0	0,006	0,005	0,014	0,006	0,005	0,004	0	0,002	0,005	
Ca	0,02	0,057	0,002	0,073	0,002	0	0,005	0,011	0,005	0,008	
Na	0,868	0,796	0,103	0,784	0,097	0,064	0,081	0,835	0,839	0,961	
K	0,002	0,038	0,868	0,013	0,841	0,907	0,865	0,004	0,003	0	
TOTAL	4,918	4,927	4,985	4,904	4,962	4,978	4,968	4,885	4,882	4,97	
% An	2,19	6,39	0,25	8,35	0,2	0	0,57	1,25	0,6	0,81	
% Ab	97,56	89,33	10,55	90,12	10,3	6,59	8,47	98,23	99,07	99,19	
% Or	0,25	4,28	89,2	1,53	89,5	93,41	90,96	0,52	0,33	0	

Tableau 36- Analyses et formules structurales des plagioclases des enclaves gabbroïques (BM14) et doléritiques (BM8) de la brèche magmatique de Guanajuato.

	BM7-cœur	BM7-cœur	BM7-fil	BM7-cœur	BM7-cœur	BM7-cœur	BM7-cœur	BM7-cœur	BM7-cœur	BM7-cœur	BM7-cœur	BM10-inc	BM10-inc	BM10-cœur
SiO2	69,01	69,49	69,54	70,01	69,65	69,65	65,8	66,24	69,71	69,77	66,02	66,99	70,83	
Al2O3	20,1	20	19,95	19,4	19,75	20,3	18,32	18,38	20,11	19,38	17,81	18,04	19,38	
FeO	0	0	0,07	0,1	0	0	0,13	0	0	0	0,08	0,19	0,02	
CaO	0,55	0,56	0,35	0,08	0,2	0,7	0,29	0	0,7	0,2	0,05	0	0,04	
Na2O	10,13	10,63	10,9	11,09	10,64	10,37	0,48	0,23	10,45	11,03	0,5	0,42	10,6	
K2O	0,09	0,06	0,1	0,1	0,05	0,05	15,44	16,21	0,07	0	15,5	15,1	0,02	
TOTAL	99,88	100,74	100,91	100,78	100,29	101,07	100,46	101,06	101,04	100,38	99,96	100,74	100,89	
Si	3	3	3	3,022	3,015	2,995	3,012	3,018	3	3,022	3,035	3,043	3,041	
Al	1,03	1,018	1,015	0,987	1,008	1,029	0,989	0,987	1,02	0,989	0,965	0,966	0,981	
Fe	0	0	0,003	0,004	0	0	0,005	0	0	0	0,003	0,007	0,001	
Ca	0,026	0,026	0,016	0,004	0,009	0,032	0,014	0	0,032	0,009	0,002	0	0,002	
Na	0,854	0,89	0,912	0,928	0,893	0,865	0,043	0,02	0,872	0,926	0,045	0,037	0,887	
K	0,005	0,003	0,006	0,006	0,003	0,003	0,904	0,944	0,004	0	0,911	0,877	0,001	
TOTAL	4,915	4,937	4,952	4,951	4,928	4,924	4,967	4,969	4,928	4,946	4,961	4,93	4,913	
% An	2,9	2,82	1,73	0,4	1,03	3,59	1,48	0	3,56	1	0,26	0	0,21	
% Ab	96,54	96,82	97,68	99,01	98,67	96,1	4,44	2,11	96,02	99	4,65	4,05	99,67	
% Or	0,56	0,36	0,59	0,59	0,3	0,31	94,08	97,89	0,42	0	95,09	95,95	0,12	

Tableau 37- Analyses et formules structurales des plagioclases du ciment dioritique à monzodioritique de la brèche magmatique de Guanajuato. Fil= filonnet; inc= inclusion.



	SMA3-cœur	SMA3-cœur	LP63-cœur	LP63-bord	LP63-bord	LP64-bord	LP64-cœur	LP64-bord	LP64-bord	LP64-cœur
SiO <sub>2</sub>	55,41	55,11	54,47	54,78	55,38	54,3	54,11	59,37	53,97	54,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,22	27,43	28,27	27,91	27,2	27,78	28,38	24,52	28,37	28,12
FeO	0,87	0,67	0,4	0,49	0,48	0,66	0,4	0,9	0,45	0,54
CaO	10,54	10,19	10,75	10,24	9,79	10,48	10,95	6,55	10,98	10,88
Na <sub>2</sub> O	5,31	5,35	5	5,33	5,81	5,62	4,91	6,65	5,25	5,05
K <sub>2</sub> O	0,42	0,39	0,38	0,37	0,36	0,5	0,29	1,05	0,2	0,33
TOTAL	100,77	99,14	99,27	99,12	99,02	99,34	99,04	99,04	99,22	99,03
Si	2,488	2,51	2,478	2,49	2,52	2,48	2,47	2,684	2,46	2,47
Al	1,494	1,473	1,516	1,5	1,46	1,5	1,53	1,306	1,525	1,51
Fe	0,033	0,026	0,015	0,019	0,018	0,025	0,015	0,034	0,017	0,02
Ca	0,507	0,497	0,524	0,5	0,48	0,513	0,54	0,32	0,54	0,53
Na	0,462	0,473	0,441	0,471	0,51	0,5	0,43	0,58	0,46	0,45
K	0,024	0,023	0,022	0,022	0,02	0,029	0,017	0,06	0,012	0,019
TOTAL	5,008	5,002	4,996	5,002	5,008	5,047	5,002	4,99	5,014	4,999
% An	51	50,1	53,08	50,38	47,22	49,33	54,26	33,02	53	53,3
% Ab	46,5	47,6	44,68	47,45	50,71	47,87	44,02	60,66	45,85	44,77
% Or	2,5	2,3	2,24	2,17	2,07	2,8	1,72	6,32	1,15	1,93

Tableau 38- Analyses et formules structurales des plagioclases des basaltes (SMA3) et des andésites (LP63, LP64) de San Miguel de Allende.

	CP1A	CP1A	CP1A	SF3	SF3
SiO <sub>2</sub>	67,7	69,8	69,38	69,15	68,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,9	19,65	19,83	19,24	19,84
FeO	0,3	0,01	0,15	0,01	0,01
CaO	0,55	0,29	0,38	0,31	0,22
Na <sub>2</sub> O	10,31	10,8	10,5	11,44	11,13
K <sub>2</sub> O	0,06	0,05	0,06	0,05	0,08
TOTAL	98,82	100,6	100,3	100,2	99,29
Si	2,985	3,016	3,007	3,01	2,986
Al	1,034	1,001	1,013	0,987	1,027
Fe	0,011	0	0,005	0	0
Ca	0,026	0,013	0,018	0,014	0,01
Na	0,881	0,905	0,882	0,966	0,948
K	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004
TOTAL	4,941	4,938	4,928	4,98	4,976
% An	2,85	1,46	1,95	1,47	1,08
% Ab	96,78	98,24	97,68	98,25	98,45
% Or	0,37	0,3	0,37	0,28	0,47

Tableau 39- Analyses et formules structurales des plagioclases des basaltes de Palmar Chico-Arcelia (CP1A) et Arperos (SF3).

	TX87	TX87	TX87	TX87	TX109	TX109	TX109	TX109	PO8	PO8	PO8	PO8	PO8	PO8
SiO2	67,19	68,32	68,19	68,42	70,23	69,21	67,95	67,7	70,13	71	70,41	70,18	69,37	71,98
Al2O3	20,47	20,1	19,28	19,75	19,33	19,83	19,38	19,7	19,51	19,31	19,54	19,74	20,4	19,74
FeO	0	0	0,48	0,03	0,08	0,01	0,02	0,04	0,17	0,14	0	0	0,06	0,01
CaO	1,51	0,96	0,55	0,9	0,37	0,34	0,53	0,68	0,18	0,19	0,42	0,75	1,15	0,52
Na2O	11,06	11,41	12,02	11,7	10,77	10,65	10,26	10,58	10,4	10,53	10,77	10,78	10,5	6,78
K2O	0,1	0,08	0,1	0,14	0,3	0,2	0,15	0,21	0,04	0,07	0,05	0,02	0,05	0,04
TOTAL	100,33	100,87	100,62	100,94	101,08	100,24	98,29	98,91	100,43	101,24	101,19	101,47	101,53	99,07
Si	2,938	2,965	2,978	2,972	3,022	3,004	3,026	3,001	3,029	3,042	3,024	3,01	2,979	3,095
Al	1,055	1,028	0,993	1,011	0,984	1,015	0,991	1,008	0,993	0,975	0,989	0,998	1,033	1,001
Fe	0	0	0,018	0,001	0,003	0	0,001	0,001	0,006	0,005	0	0	0,002	0
Ca	0,071	0,045	0,026	0,042	0,017	0,016	0,025	0,032	0,008	0,009	0,019	0,034	0,053	0,024
Na	0,938	0,96	1,018	0,985	0,902	0,896	0,863	0,891	0,871	0,875	0,897	0,896	0,874	0,565
K	0,006	0,004	0,006	0,008	0,017	0,011	0,008	0,012	0,002	0,004	0,003	0,001	0,003	0,002
TOTAL	5,008	5,002	5,039	5,019	4,945	4,942	4,914	4,945	4,909	4,91	4,932	4,939	4,944	4,687
% An	7	4,4	2,5	4	1,83	1,71	2,75	3,39	0,95	0,98	2,11	3,7	5,7	4,06
% Ab	92,5	95,1	97	95,2	96,4	97,07	96,32	95,36	98,8	98,59	97,59	96,18	94	95,57
% Or	0,5	0,5	0,5	0,8	1,77	1,22	0,93	1,25	0,25	0,43	0,3	0,12	0,3	0,37

Tableau 40- Analyses et formules structurales des plagioclases des basaltes de Palmar Chico-Arcelia.

	TSA13	TSA13	TSA13	TSA13	MA7	MA7
TiO2	0,94	0,61	0,66	0,33	0,57	0,53
Al2O3	1,57	1,37	0,63	0,37	7,73	7,82
Cr2O3	8,07	8,13	4,83	4,86	46,84	47,02
FeO	84,31	83,88	88,52	88,89	30,47	29,79
MnO	0,24	0,3	0,13	0,15	0,55	0,18
MgO	0,25	0,13	0,14	0,06	10,31	10,53
TOTAL	95,38	94,42	94,91	94,66	96,47	95,87
Ti	0,212	0,139	0,15	0,079	0,117	0,109
Al	0,555	0,49	0,224	0,138	2,488	2,527
Cr	1,913	1,95	1,154	0,123	10,11	10,188
Fe3+	13,108	13,282	14,322	15,581	3,169	3,066
Fe2+	8,039	8,003	8,054	8,01	3,792	3,764
Mn	0,061	0,077	0,033	0,04	0,127	0,042
Mg	0,112	0,059	0,063	0,028	4,197	4,303
TOTAL	24	24	24	23,999	24	23,999
% Magn	84,2	84,5	91,2	98,4	20,1	19,4
% Herc	3,6	3,1	1,4	0,9	15,8	16
% Chrom	12,2	12,4	7,4	0,7	64,1	64,6

Tableau 41- Analyses et formules structurales des spinelles chromifères d'hornblendite (TSA13) et de filon d'ankaramite (MA7) de Guanajuato.

## CONDITIONS ANALYTIQUES DES ELEMENTS MAJEURS, ELEMENTS EN TRACES ET TERRES RARES.

Les éléments majeurs, éléments en traces et terres rares ont été dosés par fluorescence à rayon X et par plasma à courant inductif (ICP), au Centre des Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C.R.P.G.) de Nancy. Le dosage du Nb et des terres rares de certains échantillons ont été effectués par fluorescence X et par ICPMS au Laboratoire de Géologie de Saint Etienne et au laboratoire du C.N.R.S. de Solaize.

Un spectromètre SIEMENS SRS 1 a été utilisé pour le dosage, par fluorescence X, des éléments majeurs. Les conditions analytiques sont:

Anticathode au Cr

Tension = 50 kV

Intensité = 44 mA

Quatre cristaux:

LIF 100 = FeK, TiK, CaK, KK, temps de comptage = 20 s.

LIF 110 = MnK, temps de comptage = 20 s.

PET : SiK, AlK, temps de comptage = 80 s.

Précision analytique = 1 à 5%

Pour le dosage des éléments en traces, on a utilisé un spectromètre SIEMENS SRS 200 dans les conditions suivantes:

Anticathode au Rh

Tension et intensité variant suivant les éléments

Deux cristaux:

LIF 100 : Nb, Zr, Y, Sr, Rb et Ni, temps de comptage = 40 s.

LIF 110 = Cr et V, temps de comptage = 40 s.

Précision analytique = 8 à 10%

Le dosage des terres rares a été effectué dans un spectromètre Jobin-Yvon AJY48P 20 canaux couplé à un générateur ICP, méthode décrite par Govindaraju et Mevell (1987). Temps de comptage pour une solution = 85 s, avec une précision analytique de 0,5 ppm pour des teneurs inférieures à 10 ppm et 5% pour des teneurs supérieures à 10 ppm.

Oxydes	HM90	HM109	HM106	MC197	G1	MC198	MC199	HM103	HM104
SiO <sub>2</sub>	42,56	48,83	48,66	48,94	54,42	60,03	63,3	66,33	68,36
TiO <sub>2</sub>	0,45	1,25	0,84	1,28	0,68	0,97	0,98	0,38	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,49	16,65	17,18	15,69	12,41	13,85	14,26	14,43	15,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,54	9,97	9,25	9,29	6,55	8,34	7,69	4,06	4,79
MnO	0,14	0,16	0,12	0,13	0,06	0,14	0,13	0,06	0,06
MgO	12,96	6,32	6,52	7,47	6,76	2,86	2,81	2,98	1,28
CaO	8,42	10,25	7,17	7,99	7,38	3,02	1,54	0,53	4,83
Na <sub>2</sub> O	2,66	3,75	4,54	4,46	2,02	5,05	5,61	2,17	4,31
K <sub>2</sub> O	0,13	0,26	0,1	0,11	0,98	1,12	0,51	5,13	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,15	0,12	0,2	0,25	0,31	0,3	0,12	0,18
P.F.	11,7	2,62	5,01	3,58	7,51	3,06	2,87	4,02	0,84
TOTAL	100,17	100,21	99,51	99,14	99,02	98,75	100	100,21	100,36
Rb	1,8 *	-	-	<10	9	13	<10	50	10
Sr	85 *	195	102	77	250	146	53	48	236
Ba	89	38	67	78	168	388	135	811	119
Cr	1110	368	218	243	165	37	<20	22	20
Ni	431	118	92	89	36	27	<20	42	20
V	194	244	241	281	167	152	154	75	75
Zr	36	70	52	79	48	99	93	95	127
Y	12	25	25	27	22	35	31	17	31
Nb	4,6	-	-	12,6	<5	31	12,2	10,3	10
La	2,31 *	3,65	3,04	-	4,84	-	-	8,81	-
Ce	6,17 *	15,33	11,34	-	20,06	-	-	24,18	-
Nd	5 *	10,43	7,57	-	8,91	-	-	11,44	-
Sm	1,51 *	3,42	2,84	-	2,87	-	-	2,94	-
Eu	0,59 *	1,61	1,07	-	0,91	-	-	1,04	-
Gd	1,87 *	3,93	3,22	-	3,35	-	-	2,63	-
Dy	2,09 *	4,46	3,76	-	3,2	-	-	2,74	-
Er	1,31 *	2,45	2,2	-	2,11	-	-	1,69	-
Yb	1,27 *	2,34	2,17	-	1,7	-	-	1,97	-
Lu	0,17	0,28	0,3	-	0,22	-	-	0,26	-
(La/Yb) <sub>N</sub>	1,23	1,05	0,95	-	1,92	-	-	3,01	-

Tableau 42- Analyses des éléments majeurs (% en poids), des éléments en trace (ppm) et des terres rares (ppm), des basaltes (HM90, HM109, HM106, MC197), des andésites (G1, MC198, MC199) et des dacites (HM103, HM104) de Guanajuato.  
(La/Yb)<sub>N</sub> = Valeurs de normalisation aux chondrites d'après Evensen et al. (1978); P.F. = perte au feu; \* = dosage par dilution isotopique.

Oxydes	MC191	HM85	LP87	HM89	LP123	SA47A	SA20	HM110	MA7	DM11
SiO2	50,57	48,84	47,17	49,17	47,97	49,12	47,85	47,47	47,14	49,59
TiO2	0,54	1,3	1,5	1,1	1,03	0,86	1,46	1,18	0,79	0,8
Al2O3	14,7	16,69	15,23	16,22	17,17	15,51	14,8	17,08	13,01	13,78
Fe2O3	9,98	10,15	14,5	11,05	9,55	9,6	11,57	9,21	10,73	10,89
MnO	0,16	0,15	0,2	0,15	0,14	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17
MgO	8,67	7,12	5,23	7,03	7,64	8,01	6,55	7,29	9,55	8,35
CaO	12,13	10,62	8,78	11,22	11,91	11,46	10,71	8,65	10,58	8,71
Na2O	2,05	2,66	3,2	2,49	2,32	2,52	2,49	3,34	3,27	4
K2O	0,09	0,09	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	1,23	0,12	0,76
P2O5	0,16	0,18	0,17	0,14	0,15	0,22	0,28	0,16	0,35	0,25
P.F.	0,95	2,64	3,24	1,81	1,9	2,06	3,79	3,7	3,24	2,64
TOTAL	100	100,44	99,24	100,41	99,81	99,53	99,68	99,48	98,95	99,94
Fb	2 *	-	1 *	<10	-	7	<5	20 *	8	14
Sr	288 *	211	313 *	140	99	127	146	229 *	540	855
Ba	110	73	7	48	10	15	<5	148	134	545
Cr	364	197	45	149	296	149	240	327	309	274
Ni	94	71	22	73	116	56	65	224	51	52
V	277	290	378	298	240	224	315	253	247	252
Zr	37	79	45	42	51	35	72	79	63	73
Y	14	29	24	25	26	25	34	29	21	20
Nb	3,7	19,1	3,6	<10	-	<5	5	<5	<5	<5
La	2,5 *	3,67	2,64 *	2,09	1,58	1,56	2,6	4,95 *	7,88	7,96
Ce	6,18 *	15,47	6,9 *	10,28	11,85	10,53	19,11	11,91 *	25,48	22,79
Nd	5,1 *	9,34	7,49 *	6,26	6,6	5,03	9,23	12,93 *	13,59	14,17
Sm	1,52 *	3,65	2,74 *	2,8	2,76	2,21	3,6	4,16 *	3,67	4,02
Eu	0,58 *	1	1,18 *	0,96	1,05	0,79	1,23	1,63 *	1,06	1,21
Gd	1,96 *	3,92	3,92 *	3,4	3,72	3,1	4,52	5,72 *	3,57	3,88
Dy	2,22 *	4,57	4,66 *	3,88	4,44	3,65	5,25	6,4 *	3,27	3,46
Er	1,45 *	2,52	2,91 *	2,2	2,56	2,3	3,15	4,02 *	2,02	1,75
Yb	1,43 *	2,65	2,8 *	2,22	2,33	2,05	2,86	3,8 *	1,75	1,95
Lu	0,26	0,34	0,39	0,27	0,46	0,27	0,38	-	0,21	0,34
(La/Yb)N	1,18	0,93	0,64	0,64	0,46	0,51	0,56	0,88	3,04	2,76

Tableau 43- Analyses des éléments majeurs, des éléments en trace et des terres rares, des filons doléritiques (MC191, HM85, LP87, HM89, LP123, SA47A, SA20), basaltiques (HM110) et ankaramitiques (MA7, DM11) de Guanajuato.

Oxydes	MA13	MC194	CLL1	MC195	MC190	HM93B	SA26	HM93A	LP118
SiO2	47,67	51,31	47,28	47,28	48,07	44,3	48,67	52,51	53,35
TiO2	0,36	0,32	0,56	0,69	0,58	1,42	1,11	0,66	0,32
Al2O3	2,66	8,49	9,69	14,4	18,91	13,93	16,17	14,22	14,53
Fe2O3	8,78	8,27	10,21	8,26	7,29	16,89	9,75	8,76	7,41
MnO	0,17	0,13	0,19	0,15	0,13	0,23	0,15	0,25	0,13
MgO	18,98	16,73	16,28	9,3	7,39	8,9	7,08	8,84	7,8
CaO	18,39	11,27	8,64	14,49	11,89	9,69	10,39	8,76	10,91
Na2O	0,15	0,98	0,81	1,78	2,09	1,64	3,25	2,49	2,83
K2O	0,01	0,59	0,05	0,27	0,94	0,95	0,01	1,1	0,44
P2O5	0,08	0,11	0,16	0,14	0,26	0,22	0,24	0,12	0,1
P.F.	1,39	1,69	5,4	2,43	2,41	2,04	2,99	1,88	1,98
TOTAL	98,64	99,89	99,27	99,19	99,96	100,21	99,81	99,59	99,8
Fb	<5	14	<5	5 *	32	20	6	22 *	8 *
Sr	67	161	35	265 *	815	338	142	450 *	193 *
Ba	<5	91	9	75	640	318	20	396	143
Cr	872	853	1123	436	132	105	336	499	177
Ni	196	161	423	100	86	86	81	135	49
V	138	179	162	222	216	597	256	174	202
Zr	10	31	9	30	64	46	53	48	48
Y	11	9	23	17	13	27	30	10	10
Nb	<5	<10	20	-	<10	25,4	14	4,2	4,2
La	1,66	-	3,6	2,02 *	16,08	-	2,19	7,73 *	2,35 *
Ce	30,26	-	11,58	5,59 *	37,22	-	15,54	19,85 *	4,64 *
Nd	6,14	-	7,11	6,18 *	18,4	-	6,75	16,42 *	3,45 *
Sm	2,41	-	2,78	2,03 *	3,73	-	2,87	4,52 *	1,15 *
Eu	0,69	-	0,74	2,55 *	0,93	-	1,11	1,25 *	0,43 *
Gd	3,11	-	3,4	0,78 *	3,29	-	4,06	4,91 *	1,59 *
Dy	1,99	-	3,3	2,55 *	2,45	-	4,35	5,2 *	1,94 *
Er	1,08	-	1,98	1,63 *	1,38	-	2,68	3,27 *	1,27 *
Yb	0,77	-	1,91	1,5 *	1,3	-	2,41	3,35 *	1,28 *
Lu	0,1	-	0,45	0,22	0,21	-	0,34	-	-
(La/Yb)N	1,45	-	1,27	0,91	8,35	-	0,61	1,56	1,24

Tableau 44- Analyses des éléments majeurs, des éléments en trace et des terres rares, des roches ultrabasiques (MA13, MC194, CLL1), des gabbros (MC195, MC190, HM93B, SA26) et des diorites (HM93A, LP118) de Guanajuato.

Oxydes	LP107	CP1	LP116	LP111	LP88	LP86
SiO2	78,46	77,37	69,47	72,42	79,12	75,2
TiO2	0,24	0,32	0,43	0,3	0,14	0,28
Al2O3	12,58	12,57	14,48	13,68	11,71	12,44
Fe2O3	0,6	0,46	3,27	3,04	1,06	1,48
MnO	0,01	0,01	0,05	0,05	0,01	0,03
MgO	0,1	0,22	0,97	0,78	0,3	0,66
CaO	0,22	0,2	3,42	2,87	0,43	1,62
Na2O	6,24	6,45	4,91	5,12	5,66	5,83
K2O	0,03	0,35	0,2	0,22	0,34	0,22
P2O5	0,05	0,16	0,06	0,12	0,29	0,1
P. F.	1,2	1,16	1,91	1,7	0,84	1,2
TOTAL	99,73	99,27	99,17	100,3	99,9	99,06
Fb	3 *	6	3 *	<5	-	8
Sr	39 *	77	213 *	185	-	102
Ba	26	88	228	110	-	52
Cr	17	<5	5	<5	11	10
Ni	9	<5	7	5	5	11
V	5	19	29	15	5	16
Zr	139	128	90	111	58	108
Y	18	18	26	31	17	16
Nb	6,7	10	4,3	<5	15	<5
La	4,51 *	2,68	9,13 *	8,13	13,57	8,69
Ce	15,14 *	7,38	21,43 *	24,51	33,82	27,34
Nd	4,02 *	3,16	13,15 *	13,81	14,18	10,24
Sm	0,97 *	1,04	3,34 *	3,78	3,15	2,58
Eu	0,26 *	0,42	0,94 *	0,98	0,84	0,77
Gd	1,29 *	1,46	3,75 *	4,13	3,19	2,91
Dy	2,2 *	2,22	4,05 *	4,62	2,68	2,56
Er	1,72 *	1,69	2,55 *	2,85	1,8	1,78
Yb	2,16 *	1,82	2,59 *	2,91	1,79	1,82
Lu	0,41	0,27	-	0,57	0,36	0,37
(La/Yb)N	1,42	0,99	2,38	1,89	5,12	3,22

Tableau 45- Analyses des éléments majeurs, des éléments en trace et des terres rares, des roches acides de Guanajuato.

Oxydes	BM7	BM8	BM10C	BM10E	BM14	GP1	BM9	BM6
SiO2	60,54	49,02	55,77	51,78	51,09	45,92	50,42	43,76
TiO2	0,3	0,78	0,44	0,76	0,86	1,08	0,38	0,78
Al2O3	18,76	11,1	15,57	11,07	15,67	15,61	2,79	19,28
Fe2O3	2,31	9,35	5,57	8,8	9,44	7,08	8,91	9,8
MnO	0,02	0,15	0,08	0,17	0,15	0,11	0,15	0,1
MgO	1,56	9,6	4,91	10,14	5,29	7,55	16,48	5,15
CaO	4,19	13,03	6,25	9,41	7,54	15,33	18,98	10,96
Na2O	6,4	2,54	3,59	1,97	3,72	1,58	0,26	2,04
K2O	4,07	0,25	4,82	3,2	2,77	1,39	0,01	2,95
P2O5	0,2	0,8	0,4	0,69	0,53	0,44	0,01	1,79
P. F.	1,17	3,07	1,67	1,66	2,59	2,7	0,97	2,85
TOTAL	99,52	99,69	99,07	99,65	99,65	98,79	99,36	99,46
Fb	61	6	78	74	55	23	9	72
Sr	1908	511	2377	1717	807	1245	83	1795
Ba	961	85	3017	1856	810	334	<5	1155
Cr	22	526	199	532	87	43	1103	51
Ni	12	188	71	211	44	79	203	38
V	89	233	170	247	278	269	171	348
Zr	183	176	199	145	125	106	28	51
Y	7	17	17	20	22	26	10	27
Nb	<5	<5	<5	5	<5	5	<5	<5
La	25,2	28,38	29,12	37,27	15,86	18,04	1,96	55,17
Ce	44,66	61,21	56	72,28	34,31	46,82	6,14	106,05
Nd	18,34	39,34	29,16	41,72	23,65	26,81	6,68	55,69
Sm	3,13	9,18	5,73	9,35	5,76	6,55	2,6	10,53
Eu	1,18	2,51	1,6	2,61	1,69	1,79	0,73	2,55
Gd	2,21	8,14	4,35	7,73	4,77	5,5	2,91	7,83
Dy	1,26	3,69	3	4,07	3,79	4,47	2	5,14
Er	1,09	2,16	1,74	2,48	1,83	2,39	0,94	2,08
Yb	0,66	1,33	1,54	1,68	1,93	1,81	0,79	1,96
Lu	0,12	0,27	0,24	0,32	0,33	0,25	0,11	0,23
(La/Yb)N	25,89	14,4	12,76	14,97	5,55	6,73	1,68	19

Tableau 46- Analyses des éléments majeurs, des éléments en trace et des terres rares, de la brèche magmatique de Guanajuato. BM7, BM10C: ciment dioritique à monzodioritique; GP1: ciment gabbroïque pegmatitique; BM8, BM10E: enclaves de dolérite; BM14: enclave de gabbro cumulat; BM9: enclave d'wehrlite; BM6: enclave de gabbro pegmatitique.

Oxydes	TSA13	TSA2	TSA8	SA3	TSA5	TSA3	TSA4	SMA3	LP63	LP64
SiO2	47,53	45,42	45,46	50,03	59,29	49,56	59,92	47,04	53,95	54,42
TiO2	0,32	0,22	0,69	0,35	0,69	0,43	0,7	0,65	0,68	0,65
Al2O3	5,23	13,71	15,13	9,44	15,76	8,58	16,46	14,21	18,35	18,07
Fe2O3	10,16	8,6	14,82	7,84	8,13	9,05	6,83	10,71	6,44	6,55
MnO	0,17	0,14	0,22	0,15	0,15	0,17	0,13	0,2	0,08	0,08
MgO	16,85	13,03	9,64	11,61	3,45	13,58	2,95	8,16	3,52	3,54
CaO	16,16	14,43	10,03	16,16	6,45	14,61	5,76	11,69	7,15	6,75
Na2O	0,32	0,71	1,5	1,38	3,89	1,12	4,57	2,09	4,41	4,34
K2O	0,01	0,1	0,08	0,1	0,3	0,08	0,39	0,98	1,66	1,62
P2O5	0,11	0,08	0,08	0,16	0,12	0,06	0,19	0,32	0,32	0,3
P.F.	2,32	3,34	2,16	1,72	1,6	2,2	1,93	4	3,21	3,38
TOTAL	99,18	99,78	99,81	98,94	99,83	99,44	99,83	100,05	99,77	99,7
Rb	<5	7	6	7	8	5	10	16	24	25
Sr	30	229	216	176	270	169	289	637	731	702
Ba	5	12	<5	17	124	9	157	204	253	238
Cr	1058	60	11	218	15	1907	16	466	42	38
Ni	127	118	26	81	14	107	31	76	24	24
V	212	156	446	229	246	218	146	223	183	177
Zr	<5	17	23	23	59	28	69	19	99	95
Y	7	5	9	10	21	10	23	15	17	17
Nb	9	<5	<5	<5	<5	<5	<5	20	<5	<5
La	0,93	1,13	1,92	1,74	5,66	1,97	5,87	7,04	10,5	10,48
Ce	8,82	3,38	8,37	13,12	17,95	6,83	17,24	19,74	23,31	24,42
Nd	2,05	2,67	5	3,46	11,17	5,36	10,93	11,06	14,34	15,04
Sm	1,16	0,96	1,76	1,33	3,78	2,29	3,4	2,94	3,67	3,71
Eu	0,32	0,33	0,59	0,42	1,08	0,73	1,04	0,91	1,11	1,12
Gd	1,58	1,44	1,95	1,64	3,75	2,3	3,68	2,81	3,33	3,5
Dy	1,26	1,03	1,62	1,54	3,48	1,87	3,81	2,37	2,82	2,81
Er	0,72	0,52	1,03	0,94	2,07	1,08	2,07	1,2	1,63	1,68
Yb	0,66	0,52	0,99	0,77	2,29	1,01	2,33	1,18	1,69	1,71
Lu	0,18	0,1	0,2	0,09	0,43	0,18	0,41	0,32	0,29	0,29
(La/Yb)N	0,95	1,47	1,31	1,53	1,67	1,32	1,7	4,03	4,19	4,14

Tableau 47- Analyses des éléments majeurs, des éléments en trace et des terres rares, de la brèche magmatique de Guanajuato et des basaltes (SMA3) et des andésites (LP63, LP64) de San Miguel de Allende. TSA13: ciment hornblenditique; TSA2, TSA8: ciment mélagabbroïque; SA3: ciment gabbroïque; TSA5: ciment dioritique; TSA3, TSA4 : filons doléritiques.

Oxydes	LP172	SF2	SF3	LP167	LP32	LP33B
SiO2	47,42	47,34	45,28	46	47,96	48,32
TiO2	2,24	2,24	2,34	2,75	2,45	2,41
Al2O3	16,67	16,45	15,81	17,42	16,46	16,51
Fe2O3	10,3	9,75	10,09	10,46	9,21	9,66
MnO	0,15	0,13	0,12	0,11	0,14	0,15
MgO	6,9	6,99	7	6,33	6,22	6,45
CaO	6,61	6,33	5,36	4,72	8,3	6,49
Na2O	4,24	3,52	4,02	4,23	4,16	4,19
K2O	1,12	2,25	1,49	1,95	0,97	1,58
P2O5	0,44	0,48	0,47	0,55	0,34	0,4
P.F.	3,74	4,27	8,01	5,25	3,51	3,59
TOTAL	99,83	99,75	99,99	99,77	99,72	99,75
Rb	13	17	17	20	11	16
Sr	323	576	333	201	304	281
Ba	97	121	146	106	138	143
Cr	157	146	113	250	212	137
Ni	101	94	91	147	43	44
V	220	206	238	278	302	258
Zr	192	180	153	266	215	206
Y	38	34	37	44	37	40
Nb	19	14	<5	25	21	20
La	15,58	15,09	11,62	17,37	14,36	16,09
Ce	44,12	34,71	31,26	45,44	36,83	38,29
Nd	20,54	17,77	16,94	25,92	20,62	22,68
Sm	5,59	5,08	5,17	7,7	6,03	6,79
Eu	1,81	1,62	1,6	2,34	1,99	2,1
Gd	6,57	5,43	5,48	8,01	6,13	6,82
Dy	6,34	5,32	5,73	7,82	6,48	7,04
Er	3,37	2,91	3	3,79	3,21	3,4
Yb	3,02	2,63	2,88	3,97	3,38	3,62
Lu	0,58	0,33	0,58	0,69	0,56	0,59
(La/Yb)N	3,48	3,87	2,72	2,95	2,87	3

Tableau 48- Analyses des éléments majeurs, des éléments en trace et des terres rares des basaltes (SF3, LP167), des dolérites (LP172, SF2) et des gabbros subdoléritiques (LP32, LP33B) d'Arperos.

	TX92	TX89	CP1A	TX96	TX109	TX104	TX107	TX100H	TX87	TX105A	TX105B
SiO2	51,3	51,39	44,89	48,57	49,2	47,82	54,17	73,92	50,42	45,28	49,34
TiO2	0,44	0,48	1,56	0,55	0,68	1,97	1,1	0,25	0,5	0,79	0,72
Al2O3	13,26	14,03	14,83	18,03	11,69	18,5	14,5	12,32	16,76	13,46	11,91
Fe2O3	8,92	9,28	9,38	9,89	11,91	8,39	10,63	3,06	8,51	9,8	10,53
MnO	0,14	0,15	0,12	0,14	0,19	0,05	0,15	0,04	0,13	0,14	0,17
MgO	9,13	8,19	5,66	4,94	8,44	3,08	5,37	0,93	5,83	10,51	9,03
CaO	8,38	8,23	12,98	8,53	10,03	6,69	5,34	2,5	6,32	12,41	11,08
Na2O	2,34	3,7	3,7	3,47	3,24	4,48	4,8	4,7	4,82	1,46	2,32
K2O	0,96	0,43	0,07	0,64	1,27	2,41	0,01	0,27	0,71	0,65	0,79
P2O5	0,2	0,2	0,26	0,17	0,34	0,65	0,14	0,19	0,27	0,26	0,32
P.F.	3,7	3,35	6,37	4,8	2,78	5,73	3,67	1,67	4,13	4,97	3,55
TOTAL	98,77	99,63	99,82	99,73	99,77	99,77	99,88	99,85	98,4	99,73	99,76
Fb	15,8	9	5	12	16	42,7	4	10	9	14	9
Sr	299	366	142	791	245	391	70	360	296	416	373
Ba	203	77	8	84	199	129	4	71	126	35	53
Cr	429	304	347	44	267	135	54	12	83	638	572
Ni	93	70	143	36	64	46	28	7	37	140	89
V	241	220	221	321	288	216	293	49	289	279	279
Zr	28	4	93	35	41	167	65	33	33	40	41
Y	13,6	13	32	13	14	43,1	25	16	15	17	17
Nb	6,3 #	20	4	4	4	39,8 #	4	5	<5	11	7
La	3,48	4,21	4,51	4,24	4,77	19,84	2,44	3,19	4,5	3,12	5,98
Ce	13,93	11,47	17,18	101	12,24	38,05	8,42	8,93	12,87	23,61	26,47
Nd	5,61	7,72	11,48	8,12	9,22	22,92	8,04	5,38	7,04	7,18	10,56
Sm	1,94	2,42	3,77	2,29	2,9	6,06	3,14	1,63	2,34	2,27	3,06
Eu	0,52	0,67	1,43	0,78	0,92	1,79	0,96	0,62	0,68	0,7	0,93
Gd	2,11	2,75	4,39	2,52	3,27	6,08	3,49	1,78	2,17	3	3,35
Dy	1,92	2,24	4,79	2,21	2,58	5,81	4,2	2,24	2,32	2,57	2,83
Er	1,25	1,23	2,71	1,55	1,44	3,42	2,75	1,52	1,63	1,5	1,66
Yb	1,13	1,31	2,57	1,36	1,33	3,03	2,56	1,5	1,36	1,37	1,51
Lu	0,16	0,19	0,39	0,23	0,25	0,53	0,45	0,19	0,19	0,16	0,28
(La/Yb)N	2,08	2,17	1,18	2,1	2,42	4,35	0,64	1,44	2,23	1,54	2,67

Tableau 49- Analyses des éléments majeurs, des éléments en trace et des terres rares, des roches volcaniques et des filons de Palmar Chico-Arcelia. TX92, TX89, CP1A, TX96, TX109, TX104: basaltes; TX107: andésite; TX100H: rhyodacite; TX87: tuf basaltique; TX105, TX105B: filons de microgabbro. # = dosage par fluorescence X.

## CONDITIONS ANALYTIQUES DES DONNEES ISOTOPIQUES

Les rapports des différents isotopes ont été mesurés au Laboratoire de Géochronologie et de Géochimie Isotopique du C.R.P.G. de Nancy, sur un spectromètre de masse CAMECA TSN 206. Les valeurs des standards sont:

Standard E & A :  $0,70799 \pm 4$  ( $2\sigma$ ) normalisé à  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$

Standard BCR 1 :  $0,51264 \pm 3$  ( $2\sigma$ ) normalisé à  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$

Valeurs des blancs totaux < 2 ng pour le Sr et 0,1 ng pour le Ce.

Les rapports initiaux sont calculés avec les constantes de désintégration:

$\lambda = 1,42 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$  pour le  $^{87}\text{Rb}$  et

$\lambda = 6,54 \times 10^{-12} \text{ an}^{-1}$  pour le  $^{147}\text{Sm}$ .

L' $\epsilon_{\text{Nd}}$  est calculé par rapport à une valeur chondritique (CHUR = chondritic uniform reservoir) de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$  et  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ . L' $\epsilon_{\text{Sr}}$  est calculé par rapport à une valeur du réservoir uniforme (UR = uniform reservoir) de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$  et  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0,0827$ .

Les datations radiométriques K/Ar ont été effectuées sur des roches totales et sur des amphiboles. Le potassium a été déterminé par absorption atomique et l'argon par dilution isotopique, avec un spectromètre de masse modifié THN 205E (Zimmermann et al., 1985). L'incertitude des datations est  $\pm 2\sigma$ , et les constantes de désintégration utilisées sont:

$\lambda_{\beta} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$

$\lambda_{\gamma} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$

$\text{K}^{40}/\text{K} = 1,167 \times 10^{-4} \text{ atome/atome}$ .

AFFINITE MAGMATIQUE ET PROCESSUS METALLOGENIQUE DU  
CORTEGE MAGMATIQUE MESOZOIQUE DE LA SIERRA DE GUANAJUATO,  
MEXIQUE CENTRAL.

RESUME

Les formations magmatiques affleurant dans la Sierra de Guanajuato (Mexique central) comprennent: (1) la séquence plutono-volcanique de Guanajuato, interprétée comme le témoin tholéiitique des premiers stades de fonctionnement d'un arc intra-océanique d'âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Arc Alisitos-Teloloapan), (2) la formation volcano-sédimentaire flyschoidé d'Arperos, datée du Crétacé inférieur, mise en place dans un bassin océanique, et (3) la couverture détritique et calcaire d'Esperanza qui représente vraisemblablement la couverture sédimentaire de la séquence plutono-volcanique de Guanajuato. Cette dernière est formée d'un complexe plutonique, d'un complexe filonien et de laves basaltiques associées.

Les roches ultrabasiqes-basiques fortement tectonisées du complexe plutonique avaient été considérées comme la base d'un cortège ophiolitique connu sous le nom de "complexe ophiolitique de San Juan de Otates". Sur la base de nouvelles données structurales, géochimiques et géochronologiques, ces péridotites et gabbros sont considérés actuellement comme faisant partie de la succession de l'arc insulaire intra-océanique.

La succession de l'arc, tectonisée lors de sa mise en place sur la marge du craton nord-américain au Crétacé moyen, comprend cinq unités, qui chevauchent la formation d'Arperos, soit de la base au sommet: (1) l'unité volcanique de La Luz, (2) le complexe filonien de Santa Ana, (3) les roches acides du Cerro Pelón, (4) la diorite de Tunamansa, (5) les ultrabasites-basites de San Juan de Otates.

L'unité volcanique de La Luz ( $108.4 \pm 6.2$  Ma) comprend des basaltes massifs et en coussins, intercalés avec des pyroclastites basiques et surmontés par des tuffs acides et des sédiments volcanoclastiques. Elle correspond à l'unité tectonique la plus basse et elle chevauche la formation d'Arperos.

Le complexe filonien de Santa Ana est formé d'un essaim de filons de granophyres, dolérite-basalte cogénétiques avec les basaltes de La Luz. Il repose en contact tectonique sur les laves précédentes.

Les roches acides du Cerro Pelón ( $157.1 \pm 8.8$  Ma) varient en composition depuis des diorites quartziques jusqu'à des tonalites-trondhjémites et des faciès leucocrates à albite.

La diorite de Tunamansa ( $122.5 \pm 5.6$  Ma) affleure en klippe sur les unités de La Luz et/ou la formation d'Arperos.

Enfin, la nappe ultrabasiqes-basique de San Juan de Otates, située au sommet de l'édifice tectonique, est formée d'une série d'écaillés de péridotites-clinopyroxénites cumulats plus ou moins serpentinisées, ainsi que des gabbros sombres à texture de cumulat ( $112.8 \pm 6.8$  Ma).

Les données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des différents composants de la séquence de Guanajuato, montrent que cette association de roches plutoniques, filoniennes et volcaniques représente les différents produits d'une série tholéiitique d'arc développée dans un contexte intra-océanique. La présence d'un métamorphisme schiste vert à caractère océanique, l'ubiquité des structures en coussins dans les laves et l'absence presque totale de sédiments dans l'unité volcanique de La Luz, suggèrent, en effet, un contexte intra-océanique.

La chronologie des déformations affectant la Sierra de Guanajuato a permis d'établir le contrôle structural des minéralisations. Il y a au total, quatre étapes de déformation.

Ainsi, d'importantes implications métallogéniques découlent du modèle géodynamique proposé pour les formations magmatiques d'arc mésozoïques, allochtones du Mexique central. Ce modèle permet d'expliquer non seulement la typologie des minéralisations du point de vue du contexte géodynamique de leur genèse, mais aussi la chronologie des déformations qui ont affecté l'ensemble des unités affleurant dans la Sierra de Guanajuato. Un tel modèle apparaît comme un guide de prospection régionale pour l'ensemble des minéralisations mésozoïques et cénozoïques présentes dans la Sierra de Guanajuato.



# AFINIDAD MAGMÁTICA Y PROCESOS METALOGENÉTICOS DEL CORTEJO MAGMÁTICO MESOZOICO DE LA SIERRA DE GUANAJUATO, MEXICO CENTRAL

Por:

Luis Enrique Ortiz Hernández (\*)  
Philippe Calvet (\*)  
Michel Chiodi (\*)  
Carlos F. Yáñez Mondragón (\*)

(\*) CONSEJO DE RECURSOS MINERALES

## RESUMEN

El complejo magmático Mesozoico de Guanajuato, México central, está constituido de un complejo plutónico, un complejo filoniano y de lavas asociadas. Las rocas ultrabásicas-básicas del complejo plutónico, fuertemente tectonizadas, han sido interpretadas anteriormente como una parte de un complejo ofiolítico: "complejo ofiolítico de San Juan de Otates" (Servais et al., 1982). Sobre la base de nuevos datos estructurales, magmáticos y geocronológicos, dicho cortejo es considerado actualmente como el testigo de un arco insular intra-oceánico de edad Cretácica Inferior (Ortiz, 1988a). Las unidades aloctónas que constituyen este arco, han sido englobadas en cinco unidades magmáticas i.e., de la base a la cima: la unidad basáltica de la Luz (108.4 ± 6.2 M.a.), está constituida de lavas almohadilladas y masivas, intercaladas con piroclásticas básicas y ácidas, la cual cabalga a una formación volcánico-detritica con carácter flyschoides (Unidad de Arperos) del Cretácico Inferior. El complejo filoniano de Santa Ana consiste de un enjambre de diques de dolerita-basalto y granófiros; los primeros congenéticos con la unidad basáltica de La Luz. El conjunto plagiogranítico del Cerro Pelón (157.1 ± 8.8 M.a.), integrado por tonalitas, trondhjemitas y granitos de albita cabalga las unidades precedentes. La diorita del Tunamansa (122.5 ± 5.6 M.a.) constituye una serie de klipps tectónicos que descansan sobre las unidades de La Luz y Arperos, y en fin, la napa ultrabásica-básica de San Juan de Otates, situada a la cima del edificio tectónico, está formada de una serie de escamas tectónicas de peridotitas-clinopiroxenitas serpentinizadas y de gabros con textura cumúlítica (112.8 ± 6.8 M.a.). La Formación detritica y calcárea de Esperanza constituye la cubierta del conjunto de unidades magmáticas Mesozoicas.

El quimismo y la afinidad magmática del complejo plutónico filoniano y lavas asociadas del cortejo Mesozoico de Guanajuato, muestra que estas rocas son comagmáticas y que ellas pertenecen a una serie toleítica formada en un contexto orogénico de arco oceánico. La presencia de un metamorfismo esquisto verde de carácter oceánico que afecta las unidades del arco, la ubicuidad de estructuras almohadilladas y la casi total ausencia de sedimentos detriticos en la unidad basáltica de La Luz, sugiere un arco intra-oceánico Mesozoico.

El establecimiento de la cronología de las deformaciones, permite reconocer cuatro fases de deformación que afectan a la Sierra de Guanajuato, y permite asimismo establecer el control estructural de las mineralizaciones.

Así, importantes implicaciones metalogenéticas se desprenden del modelo propuesto de arco intra-oceánico Mesozoico para México central, dado que se puede explicar la presencia de las mineralizaciones desde el punto de vista de su contexto geodinámico y su cronología de deformaciones, y de esta manera, contemplar su utilización como una guía de prospección regional para el conjunto de mineralizaciones Mesozoicas y Cenozoicas de la Sierra de Guanajuato.

## I. INTRODUCCION

Los trabajos geológico-mineros realizados en la Sierra de Guanajuato por el Consejo de Recursos Minerales, habían permitido reconocer la existencia de un complejo básico-ultrabásico en las inmediaciones del poblado de San Juan de Otates (Servais y Rojo, 1981). En virtud del carácter aloctono y la fuerte tectonización del mismo, Servais et al., 1982, proponen que podrían representar un complejo ofiolítico, la cual denominaron, "complejo ofiolítico de San Juan de Otates" (Servais et al., 1982). Dicho complejo ofiolítico se habría formado en una cuenca marginal durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, y habría sido transportado a su posición actual durante el Mesozoico Tardío (Servais et al., 1982).

La identificación reciente de un complejo filoniano (Martínez Com. pers.) presencia de lavas asociadas (en las inmediaciones del poblado de La Luz), y klipps tectónicos de diorita y plagiogranito (en el poblado de Tunamansa y el Cerro Pelón respectivamente), ha conducido a Monod et al., 1988, a proponer un origen común para este conjunto de unidades magmáticas.

Los trabajos más recientes efectuados en México central han permitido comprobar, por una parte, el cogenetismo de las unidades magmáticas Mesozoicas de la Sierra de Guanajuato, y por otra parte, demostrar que ellas pertenecen a una serie toleítica formada en un contexto de arco intra-oceánico (Ortiz, 1988a; Teiten, 1988).

El objetivo de este trabajo es entonces, el establecimiento del ambiente geodinámico y proceso metalogenéticos ligados a la edificación de la Sierra de Guanajuato, la cual ha sido una fuente importante de mineralizaciones argento-auríferas y polimetálicas desde la época colonial.

## II. CONTEXTO GEOLOGICO

### II.1 Geología de la Sierra de Guanajuato.

#### a) Trabajos precedentes.

Si bien la estratigrafía Cenozoica del distrito minero de Guanajuato ha sido establecida desde hace varios años (Wandke y Martínez, 1928; Edwards, 1956), las unidades magmáticas Mesozoicas que constituyen en parte la Sierra de Guanajuato han sido

poco estudiadas, razón por la cual las publicaciones son escasas (Randall, 1982; Servais et al., 1982), Salas (1981) menciona, con certeza: "que la bibliografía que se tiene del Estado de Guanajuato, carece de evidencia útil para evaluar el potencial minero de dicho Estado, dado que los trabajos publicados no correlacionan la tectónica y geología regional a los fenómenos metalogenéticos locales". Una tentativa de inventario de las mineralizaciones entre Comanja y Arperos ha sido efectuada por Echezogoyen (1978), mientras que Salas (1981) y Candanedo et al., (1982) realizan una interpretación de las imágenes de satélite del Estado de Guanajuato, considerando su utilización en la prospección minera regional.

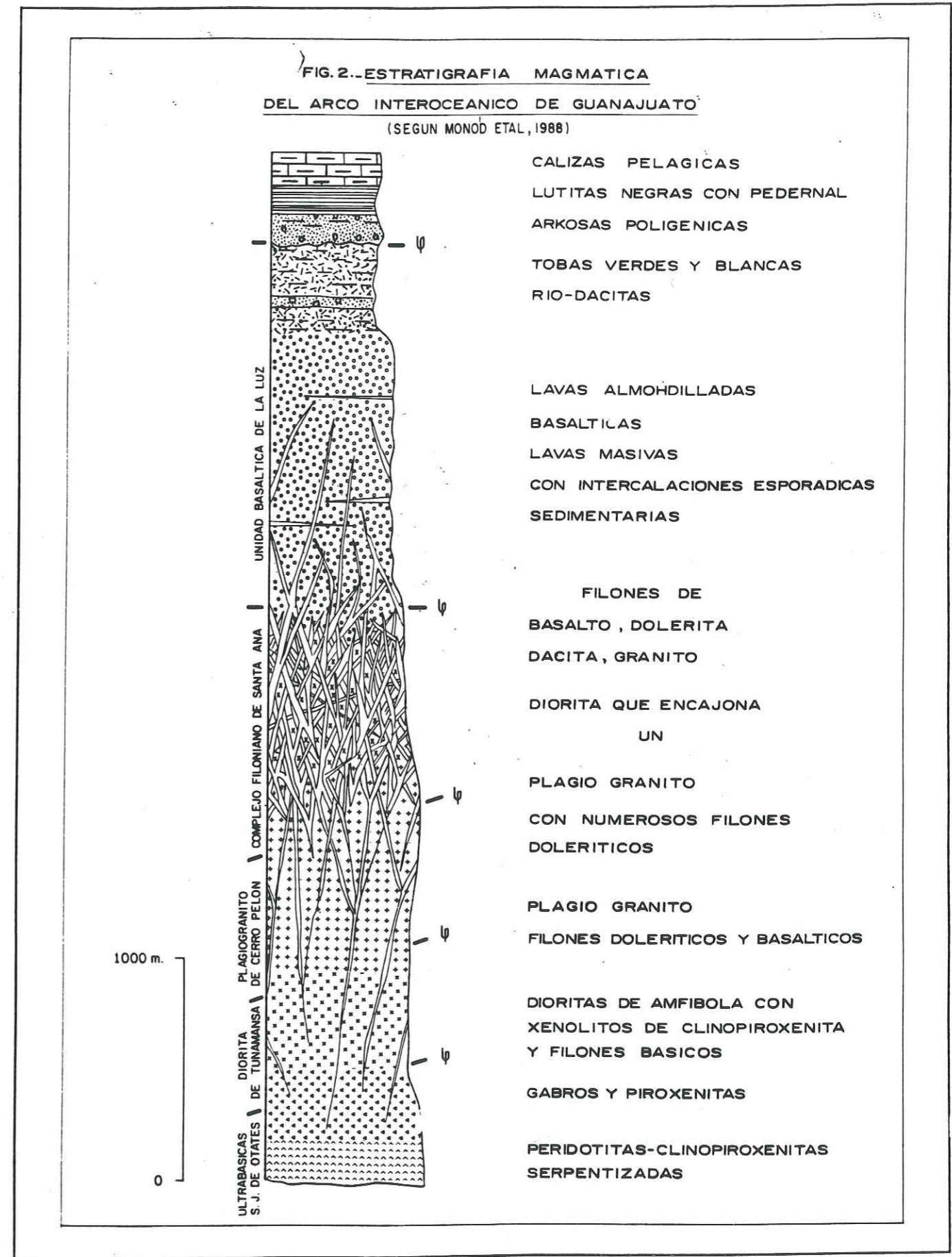
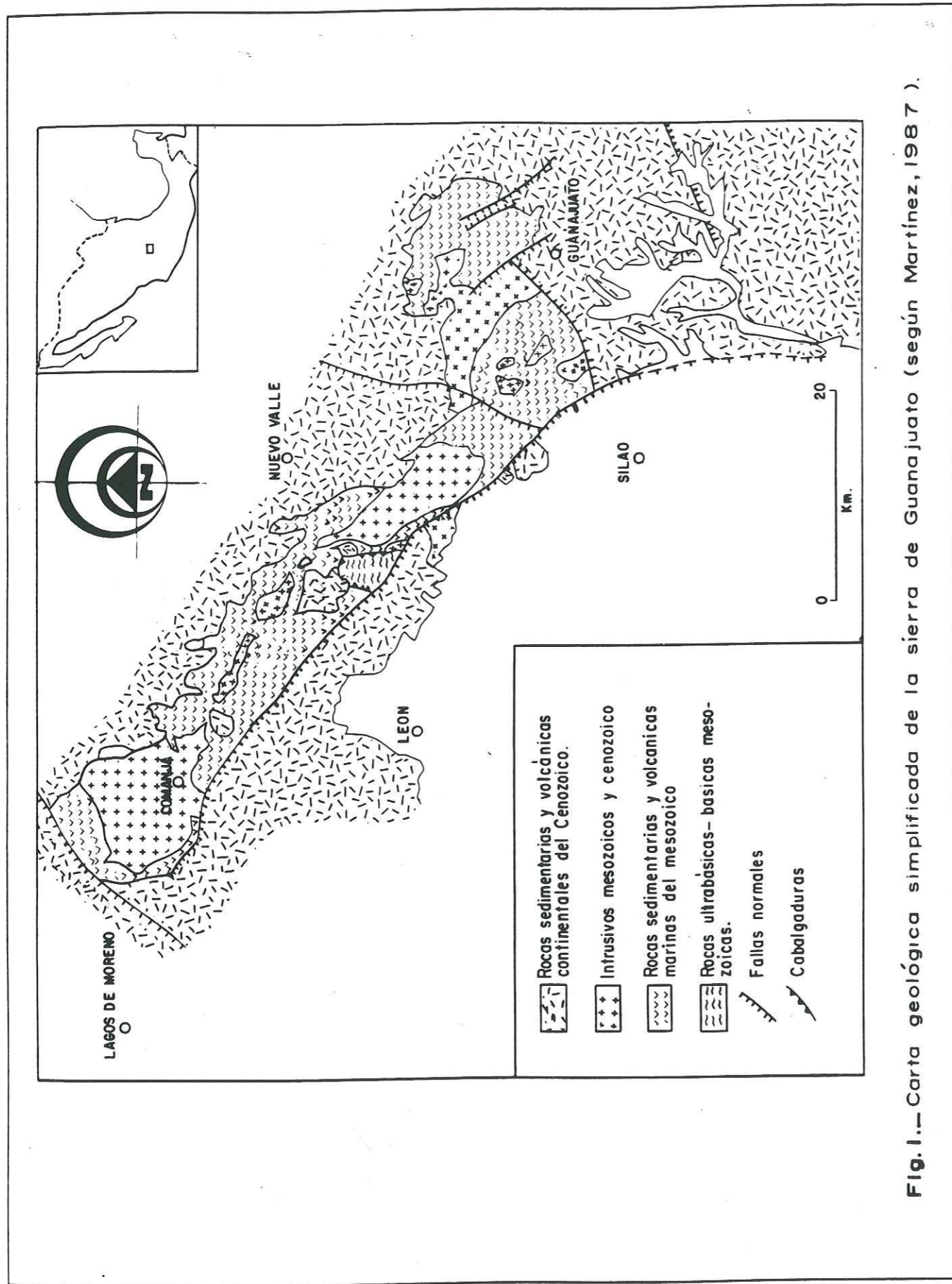
Desde esta óptica, el establecimiento de la estratigrafía precenozoica de la Sierra de Guanajuato no ha hecho que comenciar a partir de los trabajos de Martínez (1987), Chiodi et al., (1988) y Monod et al., (1988).

Este trabajo pretende contribuir entonces al conocimiento de la estratigrafía, afinidad magmática y evolución tectónica de las unidades Mesozoicas de la Sierra de Guanajuato, y de la misma manera, explicar la tipología de las mineralizaciones desde el punto de vista de su contexto geodinámico.

#### b) Unidades geológicas de la Sierra de Guanajuato.

La Sierra de Guanajuato, situada en México central entre los 2000-3000 m. de altitud, presenta un importante apilamiento de unidades geológicas que se extienden desde la región de Lagos de Moreno, en el Estado de Jalisco, hasta las inmediaciones del distrito minero de Guanajuato (Figura 1). El reconocimiento de contactos tectónicos entre las diferentes unidades magmáticas Mesozoicas que constituyen en parte la Sierra de Guanajuato (Monod et al., 1988), ha permitido establecer la presencia de cinco unidades aloctónas y una unidad volcánico-detritica discordante. En efecto, las unidades magmáticas son actualmente disociadas tectónicamente y forman cinco unidades, aloctónas superpuestas, i.e., de la base a la cima (Figura 2):

- a) La unidad basáltica de La Luz (Formación La Luz, Randall, 1982) (datación K/Ar en roca total: 108.4 ± 6.2 M. a., Zimmerman, com. oral), es una sucesión de lavas almohadilladas y masivas, toleíticas, de ± 1000 m. de espesor, intercaladas con pedernal, hialoclasticas, bre-



chas y tobas básicas, así como con delgados (+- 50 m. de espesor) niveles volcánico-detríticos y las dacíticas-riodacíticas calcoalcalinas a la cima. Esta unidad cabalga a una unidad volcánico-detrítica con carácter flyschoides (unidad de Arperos) de edad Cretácica Inferior (Dávila y Martínez, 1987), la cual presenta a la base basaltos almohadillados alcalinos. El contacto tectónico entre la unidad basáltica de La Luz y la unidad Arperos es marcado por la presencia de milonitas al Este de Cuestecita (Monod et. al., 1989). Los mejores afloramientos de esta unidad se localizan a lo largo del camino de terracería que comunica el poblado de La Luz con el Cerro del Cubilete.

- b) El complejo filoniano de Santa Ana consiste de un enjambre de diques de dolerita, basalto y granifiro, los cuales intrusionan a dioritas y plagiogranitos sensu lato, o a gabros y clinopiroxenita en la base del complejo plutónico. La característica común de los diques es la presencia de bordes de enfriamiento, y su "enracinamiento" en el encajonante, pudiendo en ocasiones un dique intrusionar a otro. Los diques de dolerita-basalto son comagmáticos con la unidad basáltica de La Luz (Ortiz, 1988a).
- c) El conjunto plagiogranítico del Cerro Pelón (datación K/Ar en roca total: 157.1 +- 8.8 M. a., Zimmerman, com. oral), constituido por tonalitas, trondhjemitas y granitos de albita, cabalga a las unidades magmáticas precedentes (Figura 3), y es intrusionado por diques de dolerita similares a los del complejo filoniano de Santa Ana. Su contacto tectónico horizontal es bien visible a 3 Kms. al Este de la Palma (Monod et. al., 1989).
- d) La diorita de Tunamansa (datación K/Ar en anfóbil: 122.5 +- 5.6 M. a., Zimmerman, com. oral) está constituida de dioritas de hornblenda, conteniendo enclaves de clinopiroxenita. Esta unidad constituye una serie de klipptes tectónicos que descansan sobre las unidades de La Luz y Arperos (Figura 3). Sus afloramientos son bien visibles en el poblado de Tunamansa y en los alrededores de El Jitomatal.
- e) La capa ultrabásica-básica de San Juan de Otates está situada en la cima del edificio tectónico y consiste en una serie de escamas tectónicas de peridotitas-clinopiroxenitas serpentinizadas y gabros con textura cumulítica (datación K/Ar en roca total: 112.8 +- 6.8 M. a., Zimmerman, com. oral), las cuales descansan sobre la unidad volcánico-detrítica de Arperos (Figura 4). Las peridotitas tectónicas parecen estar ausentes.

El conjunto de unidades magmáticas alóctonas es sobreyacido por los sedimentos detríticos y las calizas de la Formación Esperanza, que si bien ha sido considerada del Triásico-Jurásico (Echegoyen, 1978) o del Jurásico Superior (Edwards, 1955 fide Taylor, 1971), a nuestro juicio constituiría la cubierta sedimentaria, y tendría por lo consiguiente una edad más reciente.

El desplazamiento de las unidades alóctonas parece haber sido hecho del sur hacia el norte, como lo atestiguan las lineaciones minerales de los contactos tectónicos entre dichas unidades. El orden actual de superposición es a la inversa del orden inicial. En efecto, las unidades de La Luz y de Arperos están a la base, mientras que la napa ultrabásica-básica de San Juan de Otates está en la cima del edificio tectónico. No obstante, la polaridad de las lavas almohadilladas de la unidad basáltica de La Luz muestra que se trata de una serie en posición normal (no inversa), pero dicha posición aparentemente normal puede ser explicada en términos del fenómeno de diverticulación de las unidades alóctonas de la Sierra de Guanajuato (Monod et. al., 1989).

En la región de Comanja de Corona, la unidad de Arperos es sobreyacida discordantemente por calizas arrecifales del Albiano Superior (Vraconiano), (Chiodi et. al., 1988). En fin, granitoides Cenozoicos (Granito Comanja: dataciones K/Ar: 55 +- 4 M. a.: Granito de Arperos: 58 +- 5 M. a., Mugica y Albarrán, 1983), Granito de la mina La Sirena: 69 +- 1.2 m. a., Gross, 1975), intru-

sionan las unidades alóctonas, provocando un metamorfismo de contacto y el desarrollo de corneanas y skarns (Zárate, 1986; Vasallo y Martínez, 1988).

## II.2 Quimismo y afinidad magmática del cortejo Mesozoico de Guanajuato.

La afinidad magmática del complejo plutónico, filoniano y lavas asociadas del cortejo de Guanajuato, ha sido establecida a partir del análisis de elementos mayores, trazas y contenidos en tierras raras. Las técnicas analíticas de laboratorio que han sido utilizadas son: fluorescencia de rayos X, absorción atómica y emisión de plasma. La totalidad de análisis fueron realizados en el Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, Francia. Para el caso de los granitoides, se dispone solamente de análisis de elementos mayores.

### a) El complejo plutónico.

El complejo plutónico de la Sierra de Guanajuato está constituido por rocas que varían en composición desde ultrabásica (peridotitas y clinopiroxenitas), pasando a básica (gabros) e intermedia (dioritas), y finalmente ácida (plagiogranitos sensu lato). En virtud de la serpentinización que afecta las peridotitas, su estudio geoquímico ha sido descartado.

### Gabros, dioritas y clinopiroxenitas.

Los gabros son subsaturados en sílice ( $44\% < SiO_2 < 51\%$ ) mientras que las dioritas son ligeramente sobresaturadas ( $52.5\% < SiO_2 < 53.5\%$ ). Sus contenidos en alúmina y en  $K_2O$  son relativamente variables (Tabla 1), y aquellos en  $Na_2O$  son bajos ( $0.98\% < Na_2O < 2.83\%$ ). Los contenidos en  $TiO_2$  de los gabros son más bajos que los de las dioritas ( $TiO_2 < 1\%$ ).

Con respecto a los elementos en trazas, los contenidos en elementos de transición Cr, Ni y V varían respectivamente entre 105-499, 49-135 y 174-597 ppm. Se constata que los gabros y dioritas, y en general todas las rocas del cortejo de Guanajuato, son enriquecidas en Sr y empobrecidas en Rb (Tablas 1, 2 y 3). Los elementos incompatibles Zr, Y y Nb muestran valores bajos y similares a aquellos del complejo filoniano y lavas asociadas (Tabla 3).

Los contenidos en tierras raras (en ppm) muestran un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras (La a Sm) en comparación con las tierras raras pesadas (Eu y Yb). El cociente  $(La/Yb)_N$  (normalización con respecto a condritas, según Evensen et. al., 1978) está comprendido entre 1-2, con excepción de la muestra HM 190, donde éste es 8.35.

Un análisis de clinopiroxenita muestra una ligera saturación en sílice  $SiO_2$ ,  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  y  $CaO$ , y un déficit en  $Na_2O$ ,  $K_2O$  y  $TiO_2$  (Tabla 1). Sus valores en Cr, Ni y V son elevados mientras que aquellos en Zr, Y y Nb son bajos (Tabla 1).

Los diagramas  $SiO_2$ ,  $FeO^*$  y  $TiO_2$  en función de  $Fe^*/MgO$  de Miyashiro (1974) (no mostrados aquí), permiten asignar la afinidad magmática de estas rocas a un tipo toleítico.

### Plagiogranitos.

El término plagiogranito es utilizado de acuerdo con la nomenclatura de Coleman y Peterman (1975), para referirse a las rocas plutónicas ácidas del cortejo de Guanajuato, variando en composición desde tonalita, trondhjemita hasta granito de albita. Los plagiogranitos de Guanajuato presentan un quimismo más o menos homogéneo, sus contenidos en  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  y  $CaO$  son altos y generalmente constantes (Tabla 2). Una de las características de estas rocas son sus bajos valores en  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$  y Rb, y altos en Sr, lo que provoca que el cociente  $Rb/Sr$  (0.02-0.07) sea diferente al de los plagiogranitos oceánicos típicos ( $Rb/Sr = 0.015$ , Coleman y Peterman, 1975). Los contenidos en tierras raras exhiben un enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas (Tabla 2), estando el cociente  $(La/Yb)_N$  com-

Muestra	MC194	MC 195	MC 190	HM93B	HM93A	LP 118
SiO <sub>2</sub>	51.30	47.28	48.07	44.90	52.51	53.35
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.14	0.58	1.42	0.66	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.49	14.40	18.91	13.93	14.22	14.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.27	8.26	7.29	16.89	8.76	7.41
MnO	0.13	0.15	0.13	0.23	0.25	0.13
MgO	16.73	9.30	7.39	8.90	8.84	7.80
CaO	11.27	14.49	11.89	9.69	8.76	10.91
Na <sub>2</sub> O	0.98	1.78	2.09	1.64	2.49	2.83
K <sub>2</sub> O	0.59	0.27	0.94	0.95	1.10	0.44
F.C.	1.80	2.59	2.67	2.26	2.00	2.08
Total	99.89	99.19	99.96	100.21	99.59	99.80

Cr	853	436	132	105	499	177
Ni	161	100	86	86	135	49
V	179	222	216	597	174	202
Sr	161	258	815	338	418	183
Rb	14	67	37	20	22	9
Zr	31	30	64	46	52	45
Y	48	17	13	27	29	11
Nb	<10	<10	<10	25	12	<5

La	2.56	16.08	6.48	7.94	2.64
Ce	14.80	37.22	23.43	24.22	12.10
Nd	6.50	18.40	14.29	15.89	3.63
Sm	2.50	3.73	4.25	4.73	1.24
Eu	0.70	0.93	1.24	1.00	0.44
Gd	2.74	3.29	4.03	4.58	1.80
Dy	2.91	2.45	4.50	4.83	1.68
Er	1.69	1.38	2.54	2.77	1.09
Yb	1.47	1.30	2.54	3.11	0.90
Lu	0.22	0.21	0.33	0.36	0.19
$(La/Yb)_N$	1.18	8.35	1.72	1.72	1.97

Tabla 1.- Análisis de elementos mayores (en % en peso), elementos trazas y tierras raras (en ppm), de clinopiroxenita, gabros y dioritas del cortejo de Guanajuato. F.C.=Pérdida por calcinación.

MC194: Clinopiroxenita  
MC195, MC190, HM93B: Gabros  
HM93A, LP118: Dioritas

Muestra	HM 90	HM 109	HM 106	HM 110	HM 89	HM 85	LP87	MC 191	LF 123
SiO <sub>2</sub>	42.56	48.83	48.66	47.47	49.17	48.84	47.17	50.57	47.97
TiO <sub>2</sub>	0.45	1.25	0.84	1.1E	1.10	1.30	1.50	0.54	1.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.49	16.65	17.18	17.08	16.22	16.69	15.23	14.70	17.97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.54	9.97	9.25	9.21	11.05	10.15	14.50	9.98	9.55
MnO	0.14	0.16	0.12	0.17	0.15	0.15	0.20	0.16	0.14
MgO	12.96	6.32	6.52	7.29	7.03	7.12	5.23	8.67	7.64
CaO	8.42	10.25	7.17	8.65	11.22	10.62	8.78	12.13	11.91
Na <sub>2</sub> O	2.66	3.76	4.54	3.34	2.49	2.66	3.20	2.05	2.32
K <sub>2</sub> O	0.13	0.26	0.10	1.23	0.03	0.09	0.02	0.09	0.03
P.C.	11.19	2.77	5.13	3.23	1.95	2.82	3.41	1.10	2.05
Total	100.17	100.21	99.51	99.48	100.41	100.44	99.24	100	99.81
Cr	1110	368	218	327	149	197	45	364	296
Ni	431	117	92	224	73	71	22	94	116
V	194	244	241	253	298	290	378	277	240
Sr	78	195	102	214	140	211	257	276	99
Rb	<10	<10	<10	21	<10	<10	5	<10	<5
Zr	38	70	52	67	42	74	45	31	51
Y	13	25	25	28	25	29	23	14	26
Nb	21	<10	<10	11	<10	19	5	<10	<5
La	2.05	3.65	3.04	4.49	2.09	3.67	2.53	3.00	1.58
Ce	9.14	15.33	11.34	14.70	10.28	15.47	12.44	9.27	11.85
Nd	4.27	10.43	7.57	9.87	6.26	9.34	6.75	5.91	6.60
Sm	1.85	3.42	2.84	3.53	2.80	3.65	2.59	1.98	2.76
Eu	0.54	1.61	1.07	1.27	0.96	1.00	1.07	0.64	1.05
Gd	1.77	3.93	3.22	3.95	3.40	3.92	3.65	2.49	3.72
Dy	1.81	4.46	3.76	4.50	3.88	4.57	3.94	2.57	4.44
Er	1.12	2.45	2.20	2.57	2.20	2.52	2.34	1.68	2.56
Tb	1.17	2.34	2.17	2.47	2.22	2.65	2.07	1.63	2.33
Lu	0.17	0.28	0.30	0.31	0.27	0.34	0.39	0.26	0.46
(La/Yb) <sub>N</sub>	1.18	1.05	0.94	1.23	1.19	0.93	0.82	1.24	0.45

Tabla 3.-Análisis de elementos mayores (en % en peso), elementos trazas y tierras raras (en ppm) de basaltos y doleritas del cortejo mesozoico de Guanajuato.

HM90, HM109 y HM106: Basaltos almohadillados de La Luz

HM85, HM87 y HM89: Doleritas de Santa Ana

MC191 y HM110: Diques basálticos

LF123: Lava basáltica masiva

P.C.=Pérdida por calcinación

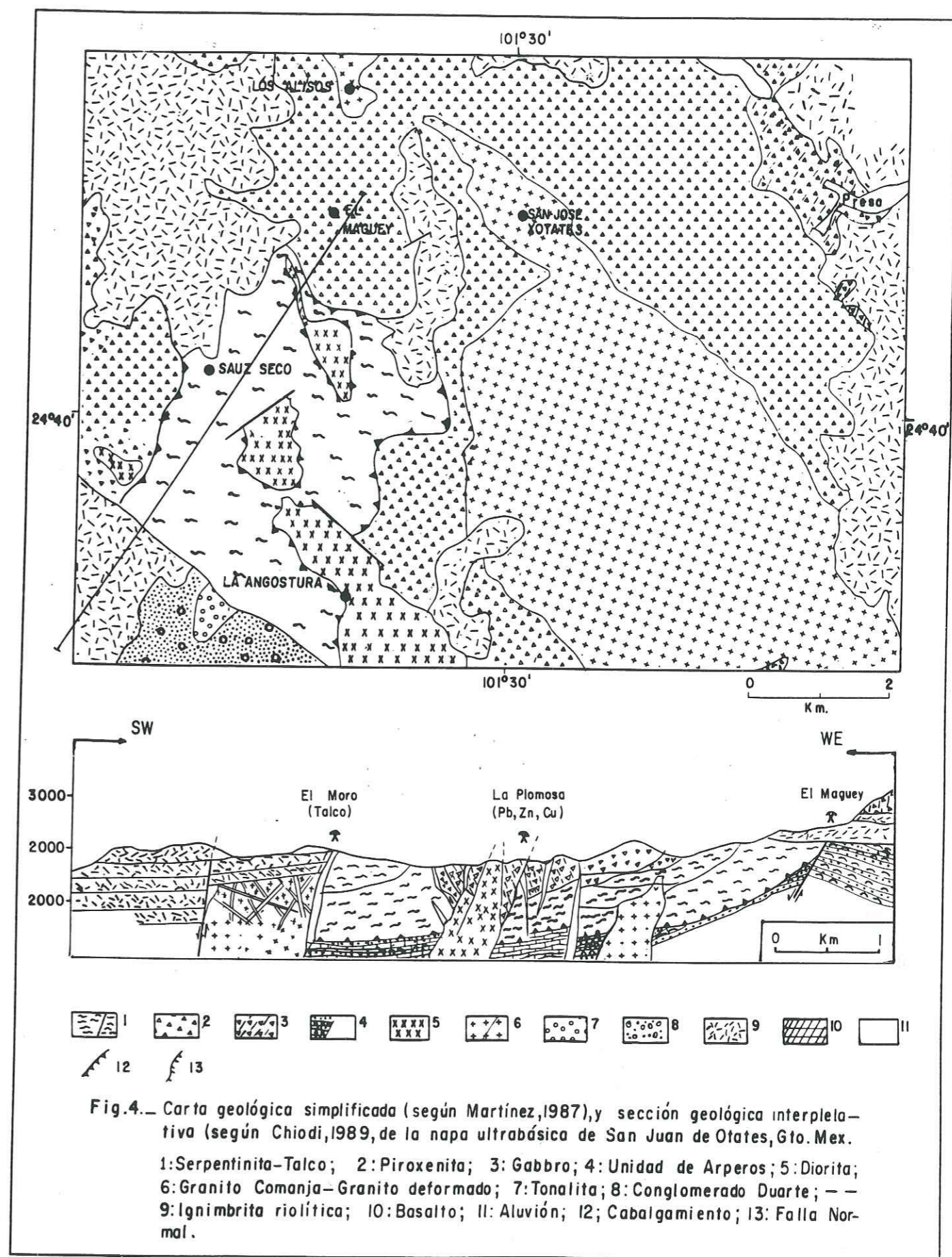
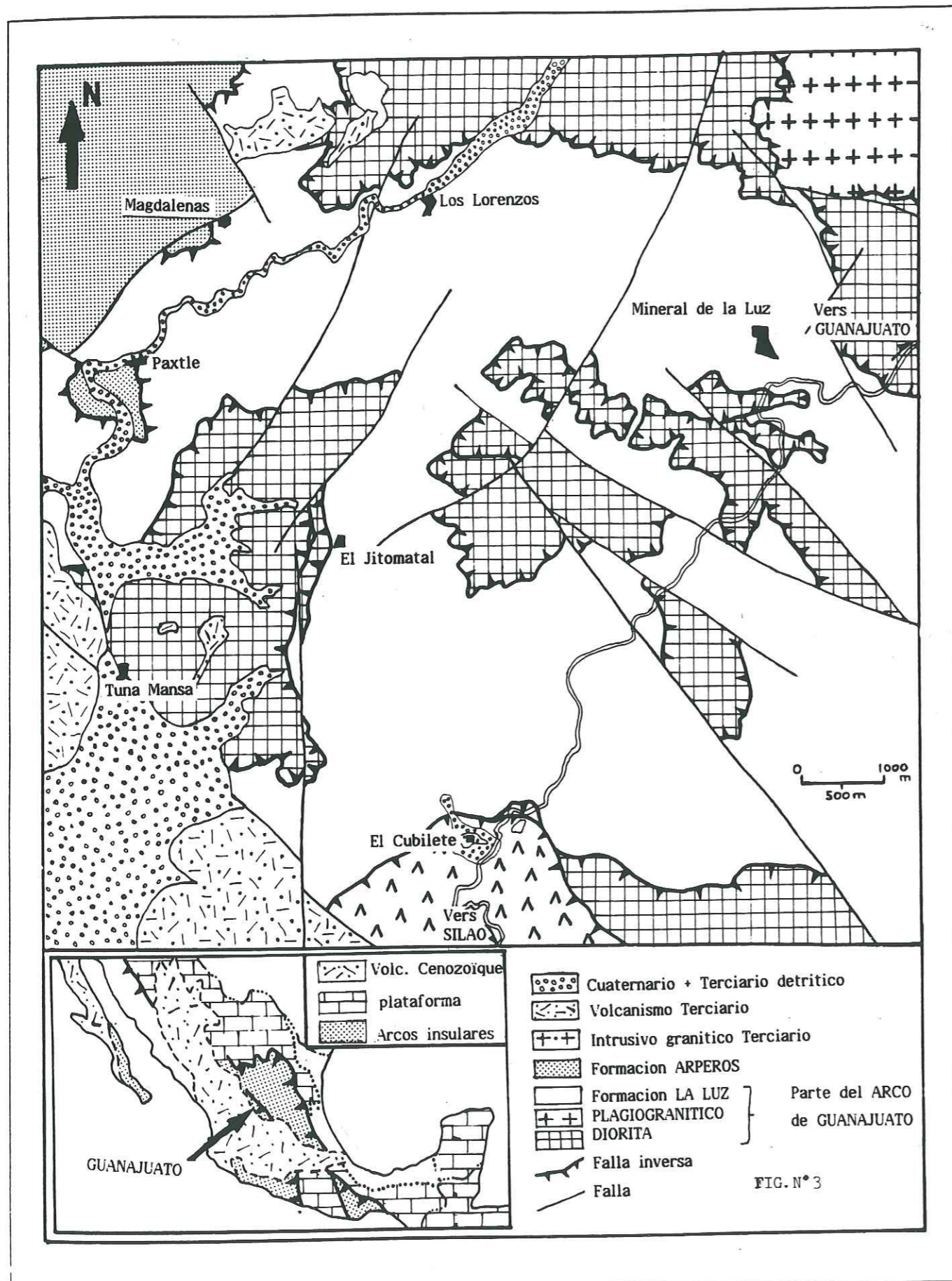
Muestra	LP 111	LP 107	LP 116	LP 86	LP 88
SiO <sub>2</sub>	72.42	78.46	69.47	75.20	79.12
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.24	0.43	0.28	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.68	12.58	14.48	12.44	11.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.04	0.60	3.27	1.48	1.06
MnO	0.05	--	0.05	0.03	--
MgO	0.78	0.10	0.97	0.66	0.30
CaO	2.87	0.22	3.42	1.62	0.43
Na <sub>2</sub> O	5.12	6.24	4.91	5.83	5.66
K <sub>2</sub> O	0.22	0.03	0.20	0.22	0.64
P.C.	1.82	1.25	1.91	1.30	0.84
Total	100.30	99.92	99.17	99.06	99.90
Cr	<5	17	<5	10	11
Ni	5	9	7	<5	<5
V	15	<5	29	102	<5
Sr	185	35	210	6	64
Rb	13	<5	5	11	22
Zr	111	133	97	19	58
Y	29	16	25	16	17
Nb	<5	<5	<5	12	15
La	6.13	5.03	9.81	8.69	13.57
Ce	24.51	21.87	31.16	27.34	33.82
Nd	13.81	4.62	14.63	10.24	14.18
Sm	3.78	1.33	3.80	2.58	3.15
Eu	0.98	0.37	1.03	0.77	0.84
Gd	4.13	1.81	4.24	2.91	3.19
Dy	4.62	2.31	4.06	2.56	2.68
Er	2.85	1.76	2.46	1.78	1.80
Tb	2.91	2.07	2.43	1.82	1.79
Lu	0.57	0.41	0.46	0.37	0.36
(La/Yb) <sub>N</sub>	1.88	1.64	2.72	3.22	5.11

Tabla 2.-Análisis de elementos mayores (en % en peso), elementos trazas y tierras raras (en ppm), de los plagiogranitos de Guanajuato.

LP111 y LP107: Plagiogranitos del Cerro Felón

LP86, LP88 y LP116: Plagiogranitos de Santa Ana

P.C.=Pérdida por calcinación



prendido entre 1.64 y 5.11. Estos valores son similares a los de los granitos oceánicos.

La afinidad magmática de los plagiogranitos es toleítica, dadas sus bajas proporciones en Y, Nb y Rb (Tabla 2) con respecto a ORG ("Ocean Ridge Granites"), se demuestra mediante el diagrama discriminante Y+Nb en función de Rb de Pearce et. al., (1984b) (Figura 5), que se trata de Granitos de Arco Volcánico (VAG).

### b) El complejo filoniano y las lavas asociadas.

El complejo filoniano está constituido de diques de dolerita, basalto y granófiro (Complejo filoniano de Santa Ana), y las lavas asociadas de basaltos masivos y almohadillados (unidad de La Luz o Formación de La Luz, Randall, 1982). Para los fines del presente trabajo, se reportan solamente los análisis de las rocas básicas.

Los basaltos son subsaturados en sílice ( $43\% < SiO_2 < 48\%$ ), hiperaluminosos ( $16\% < Al_2O_3 < 20\%$ ), pobres en  $K_2O$  y en  $TiO_2$  ( $K_2O < 1\%$  y  $TiO_2 < 1\%$ ), así como en elementos trazas incompatibles ( $Zr < 70$  ppm;  $Y < 225$  ppm y  $Nb < 21$  ppm) (Tabla 3). Estas características geoquímicas son típicas de basaltos orogénicos (Pearce y Norry, 1979). Sus contenidos en CaO ( $7\% < CaO < 12\%$ ),  $Na_2O$  ( $3\% < Na_2O < 9\%$ ) y en pérdida por calcinación ( $3\% < P.C. < 11\%$ ) son elevados y variables, en virtud del metamorfismo esquisto verde que les afecta.

Las doleritas, por su parte, presentan las mismas características geoquímicas que los basaltos y son entonces cogenéticas con éstos. No obstante, sus concentraciones en tierras raras, Zr, Y y Nb son más elevadas que las de los basaltos, indicando que ellas han sufrido una mayor diferenciación magmática.

Los basaltos y doleritas presentan un enriquecimiento en  $FeO^*$  ( $FeO$  total como  $FeO^*$ ) con respecto al cociente  $FeO^*/MgO$ , típico de una serie toleítica (Miyashiro, 1974). El diagrama discriminante del ambiente geodinámico Zr/Y en función de Zr de Pearce y Norry (1979), muestra que estas rocas son orogénicas (Figura 6), y el diagrama Zr/Y en función de Zr de Pearce (1983), muestra que ellas son lavas y diques de arco oceánico (Figura 7).

En resumen, las lavas basálticas de la unidad de La Luz, los diques doleríticos del complejo filoniano de Santa Ana, las clinopiroxenitas, gabros, dioritas y plagiogranitos sensu lato de San Juan de Otates, Tunamansa y Cerro Pelón, presentan las mismas características geoquímicas, a saber: un empobrecimiento en elementos HFS ("High Field Strength"), bajos contenidos en  $TiO_2$  ( $TiO_2 < 1.5\%$ ),  $K_2O$  ( $K_2O < 1\%$ ) y bajas concentraciones en tierras raras, lo que demuestra, por una parte, que ellas son comagmáticas, y por otra parte, dada su afinidad magmática, que ellas pertenecen a una serie toleítica formada en un contexto orogénico de arco oceánico (Ortiz, 1988a, Teiten, 1988).

## III PROPOSICION DE UN MODELO GEODINAMICO E IMPLICACIONES METALOGENETICAS

### III.1 Modelo geodinámico.

El estudio de la afinidad magmática del complejo plutónico, filoniano y las asociadas del cortejo Mesozoico de Guanajuato, da evidencia de su cogenetismo, y que él representa el testigo de un magmatismo formado en un contexto orogénico de arco oceánico. En efecto, de acuerdo con sus características geoquímicas, el complejo filoniano y las lavas asociadas del cortejo de Guanajuato son toleíticas de arco inmaduro, este tipo de rocas representan, según Jakes y Gill (1970) y Miyashiro (1974), las primeras manifestaciones de un arco insular de tipo "ensimático" (es decir, formado sobre una corteza oceánica), como parece ser el caso del cortejo de Guanajuato (Lapierre et. al., 1989a).

Asimismo, las características geoquímicas del complejo plutónico de Guanajuato muestran la misma afinidad toleítica de arco insular (Teiten, 1988), mientras que las ultrabasitas de San Juan de Otates, muestran similitudes con las ofiolitas de tipo II-B

definidas por Ohnenstetter (1985), este tipo de ofiolitas se considera formado en un ambiente de arco insular ("supra-subduction zone ophiolites"), Pearce et. al., 1984a). Las rocas del complejo ultrabásico-básico de San Juan de Otates son entonces los niveles profundos ("raíces") del arco de Guanajuato (Lapierre et. al., 1989b).

La unidad volcánico-detritica flyschoides de Arperos, en posición para-autóctona con respecto a las otras unidades Mesozoicas, y con sus basaltos almohadillados alcalinos a la base, daría evidencia de un fenómeno de "rifting", mientras que la Formación detritica-calcárea de Esperanza constituiría la cubierta sedimentaria del arco.

Así, la presencia de una serie toleítica de arco en México central, sería la evidencia de un magmatismo orogénico submarino, asociado al desarrollo de un arco insular: "Arco de Guanajuato" (Monod et. al., 1988), instalado sobre una corteza oceánica (Lapierre et. al., 1989a). La presencia de un metamorfismo esquisto verde de tipo suboceánico que afecta las unidades del arco (Ortiz, 1988b), la ubicuidad de estructuras almohadilladas y la casi total ausencia de sedimentos detriticos en la unidad basáltica de La Luz, sugiere un ambiente intra-oceánico: "Arco intra-oceánico cretácico de Guanajuato".

La tectonización del arco de Guanajuato antes del Albiano Superior (Chiodi et. al., 1988), sería entonces el resultado de la fase orogénica oregoniana. En efecto, es necesario señalar que las direcciones de deformación (SSW y NNE) encontradas en la Sierra de Guanajuato, no corresponden a las direcciones de deformación larámides reconocidas más al Este (en la Sierra Madre Oriental). Durante la fase orogénica larámide, el arco de Guanajuato habría sido nuevamente tectonizado, antes del emplazamiento de los granitoides dinilarámides (Monod et. al., 1988).

Según el modelo geodinámico propuesto, se debería encontrar la prolongación del arco de Guanajuato en los Estados limítrofes, es decir, en Zacatecas y Querétaro, a este respecto, la presencia de formaciones con afinidad cordillerana en Querétaro e Hidalgo (Chauve et. al., 1985), así como las formaciones pertenecientes a una cuenta de tras-arco en Zacatecas (Servais et. al., 1986), podrían representar esta prolongación.

### III.2 Implicaciones metalogénicas.

Desde el punto de vista metalogénico, el arco Mesozoico de Guanajuato ha sido una fuente importante de yacimientos metálicos y no metálicos (Echegoyen, 1978), correspondiendo a toda una gama de tipos metalogénicos. Esta diversidad de tipos (filones polimetálicos con metales de base y/o metales preciosos en granitos, talco en ultrabasitas, tungsteno y metales preciosos en metasedimentos, etc., Yañez, 1987), puede ser relacionada a los diferentes estadios de evolución del arco, y al emplazamiento de los granitoides tardi-orogénicos. En efecto, las unidades magmáticas del cortejo de Guanajuato, han sufrido un metamorfismo suboceánico contemporáneo a su emplazamiento, así como un metamorfismo de contacto en las cercanías de las intrusiones graníticas larámides. Estos procesos han actuado como metalotectones importantes en la Sierra de Guanajuato.

### III.3 Tipología de las mineralizaciones.

En virtud que no se conoce todavía bien el zoneamiento mineralógico en la Sierra de Guanajuato, la tipología de las mineralizaciones no puede ser hecha que de una manera general y en función de las asociaciones magmáticas. De esta manera, se pueden distinguir diferentes tipos de mineralizaciones, a saber:

#### a) Mineralizaciones asociadas al completo plutónico.

Estas mineralizaciones pueden ser encontradas en las rocas ultrabásicas de San Juan de Otates. La mineralización de talco está asociada a la serpentinización tectónica de las ultrabasitas (Figura 4), mientras que la mineralización polimetálica de la Mina

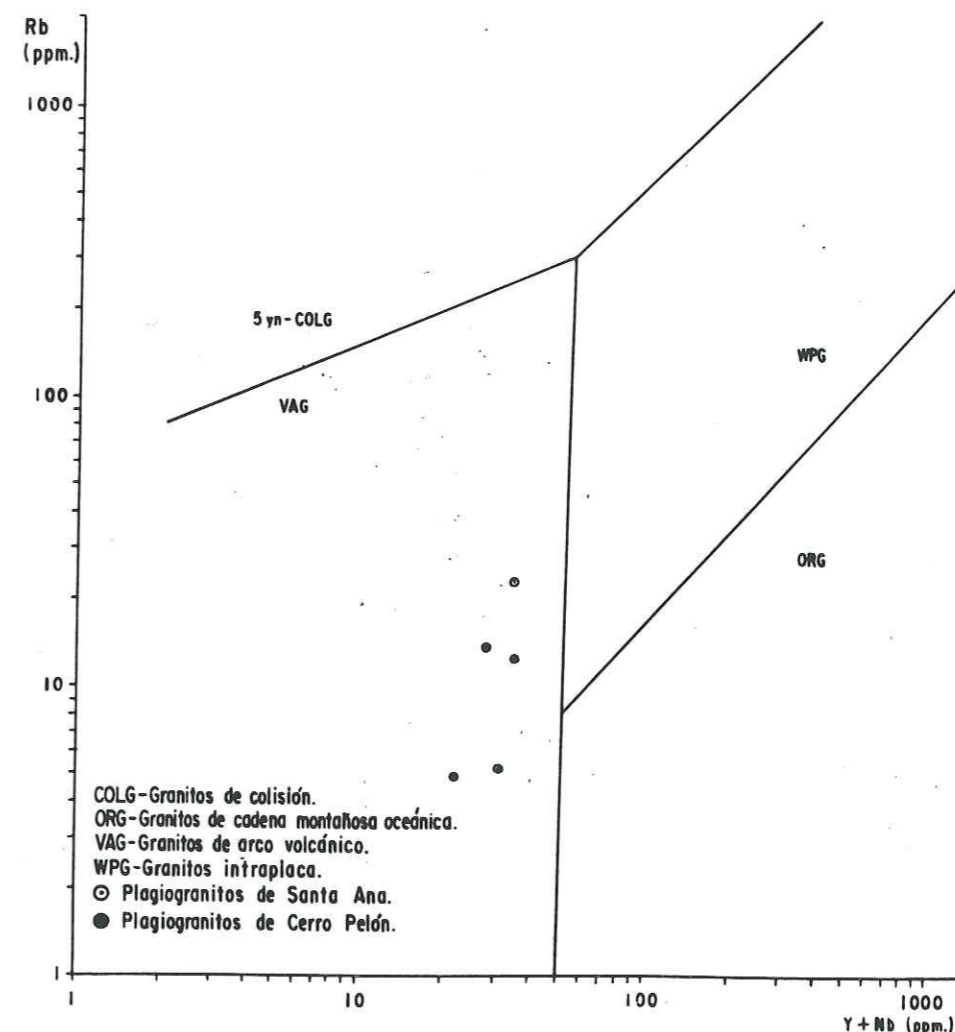


Fig. 5.- Diagrama discriminante Y+Nb en función de Rb (según Pearce et al., 1984) de los plagiogranitos de Guanajuato, mostrando su relación con los granitos de arco insular.

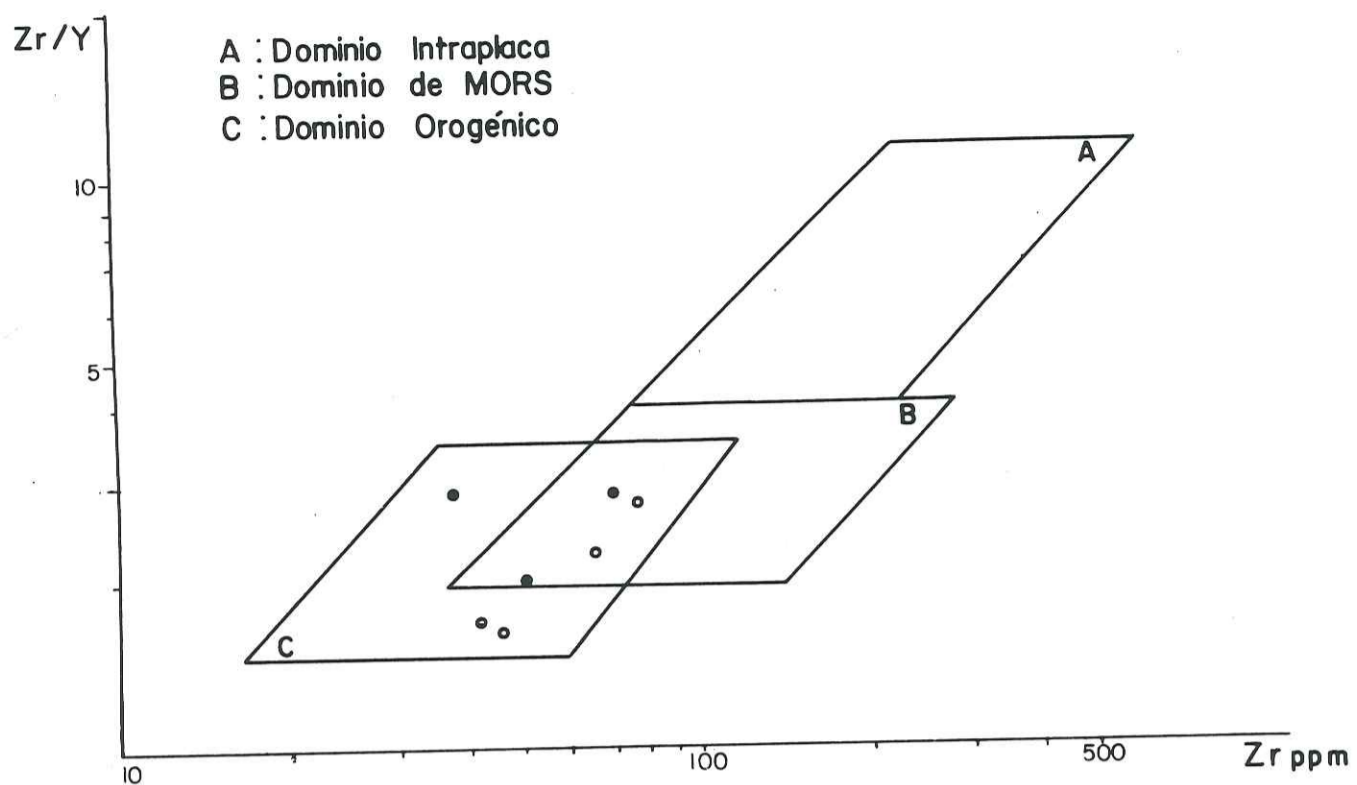


Fig. 6 - Diagrama Zr/Y-Zr de Pearce y Nurry (1979)

para los basaltos (•) y las doleritas (◦) de Guanajuato, mostrando su pertenencia al dominio orogénico.

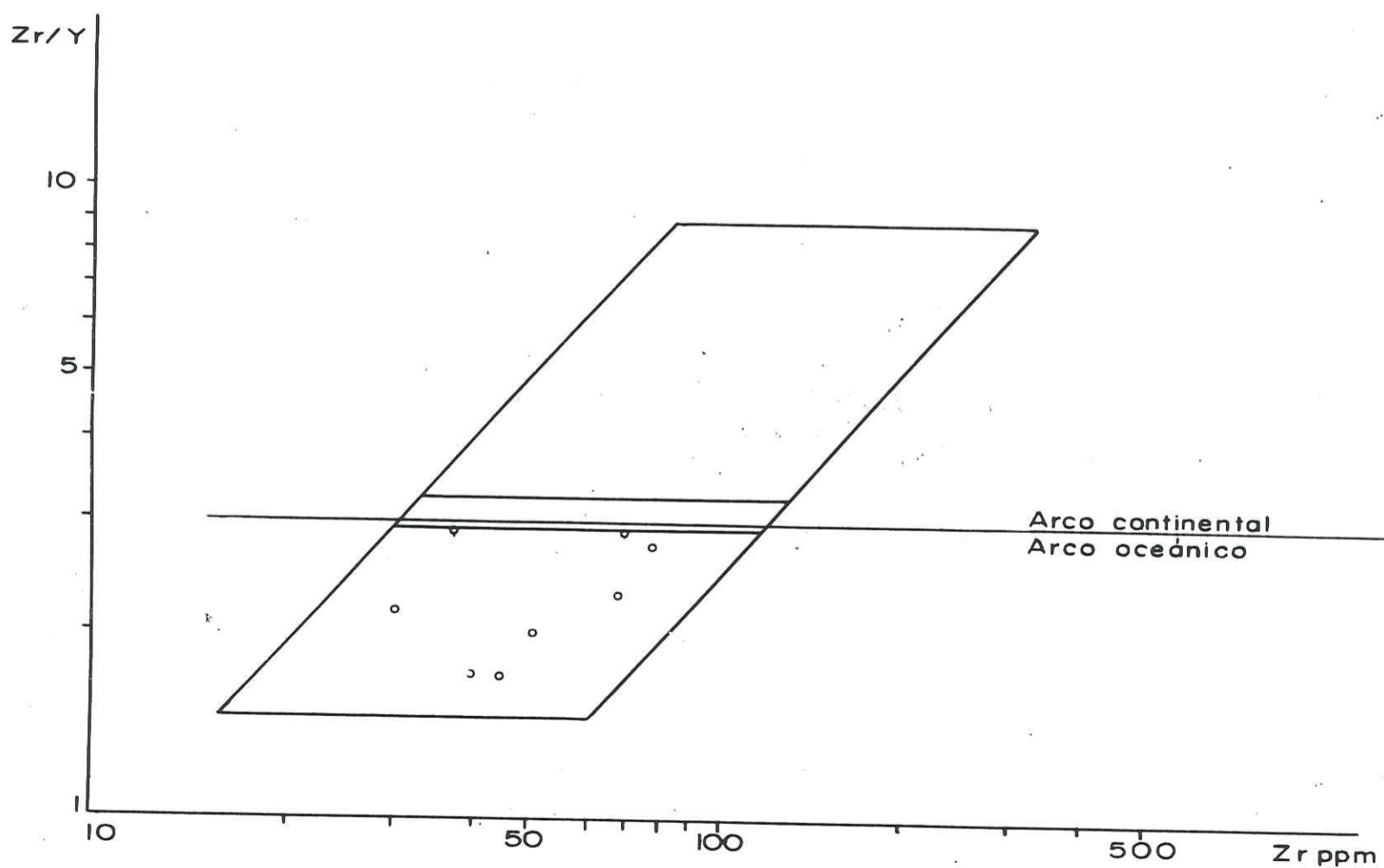


Fig. 7 - Diagrama Zr/Y en función de Zr (Pearce 1983) de basaltos (•) y de doleritas (◦) de Guanajuato mostrando su contexto geodinámico

La Plomosa estaría relacionada al hidrotermalismo producido por el emplazamiento de granitos Cenozoicos. Dada la similitud de las raíces ultrabásicas del arco de Guanajuato con las ofiolitas de tipo II.B definidas por Ohnenstetter (1984), existe la posibilidad de encontrar cromita de tipo metalúrgico en estas rocas, sobretodo en las facies ricas en olivino.

## b) Mineralizaciones asociadas al complejo filoniano y lavas.

De una manera general, y según las ideas actuales sobre las mineralizaciones asociadas a los arcos insulares (Mitchell y Bell, 1973; Laznicka, 1985), se puede considerar que a juzgar por su contexto intra-oceánico, la Sierra de Guanajuato es favorable a la presencia de tres tipos principales de mineralizaciones, los cuales son los siguientes:

- Mineralizaciones de pórfido cuprífero de tipo "pacífico" o "diorita" (Hollister, 1978 en Lowell, 1980), asociadas sobretodo a rocas volcánicas básicas y/o volcanoclastitas intercaladas. Las intrusiones asociadas a las posibles mineralizaciones cupríferas serían dioritas o dioritas cuaríferas (tonalitas). Existe asimismo la posibilidad de encontrar oro como subproducto en este tipo de mineralizaciones (Bache, 1982).
- Mineralizaciones de sulfuros masivos polimetálicos (Cu-Zn-Fe) asociadas a piroclastitas riolíticas (Miller, 1980), o sulfuros masivos de tipo "Chipre" con Cu-Pb-Zn-Ag-Au, encajonados en lavas almohadilladas toleíticas y/o intercalados entre lavas almohadilladas-sedimentos pelágicos (Mitchell y Bell, 1973).
- Filones epitermales con Pb-Zn-Ag-Au asociados a sedimentos y/o volcánicas, donde una asociación con granitoides puede existir (Laznicka, 1985).

Sólo los dos últimos tipos de mineralización han sido reconocidos en la Sierra de Guanajuato, en efecto, ellas son las mineralizaciones filonianas polimetálicas encajonadas en la unidad volcano-detritica flyschoides de Arperos, y presentes en las cercanías de San Juan de Otates (Yañez, 1987), y los sulfuros masivos con pirita-calcopirita presentes en las cercanías de Santa Rosa (Macías, com. oral), o en la mina "El Zacate" (Candanedo, et al., 1982). El otro tipo de mineralización (pórfido cuprífero), parece estar ausente, o no ha sido reconocido como tal.

Estas mineralizaciones se pueden explicar por la circulación de los fluidos asociados al metamorfismo suboceanico, el cual ha favorecido la formación de sulfuros masivos polimetálicos en la parte efusiva y cubierta del arco. Es entonces el hidrotermalismo producido por los granitoides quien habría producido la removiliación y la concentración de estas mineralizaciones a lo largo de accidentes tectónicos larámides. Esta idea de una "matrogenia regenerada" en la Sierra de Guanajuato, se opone a aquellas sobre el origen de las mineralizaciones filonianas argento-aúricas Terciarias en Guanajuato, las cuales han sido relacionadas al magmatismo Terciario solamente (Taylor, 1971). A este respecto, es conveniente hacer mención que Gross (1975) ha mostrado que las rocas Mesozoicas que son consideradas como basamento en el distrito minero de Guanajuato: "pizarras negras", presentan anomalías de Au-Ag (8.3 y 15 ppm respectivamente) y sulfuros. De esta manera, la hipótesis sobre la "herencia" de un medio favorable para el desarrollo de las mineralizaciones Terciarias de la Sierra de Guanajuato puede ser contemplada.

## III.4 Control estructural de las mineralizaciones.

Cuatro fases de deformación afectan los terrenos Mesozoicos y Cenozoicos de la Sierra de Guanajuato, ellas son las siguientes:

### Primera fase.

Todos los contactos entre las unidades del cortejo magmático Mesozoico de Guanajuato son tectónicos. La foliación

penetrativa S1 es subhorizontal y ubicada tanto en el complejo plutónico, como en el complejo filoniano y las lavas asociadas. Con una actitud N160°E e inclinación N ó S, dependiente de los pliegues tardíos, ella comporta una lineación mineral L1, orientada NS a N55°E, la cual es representada por la presencia de clorita o micas estradas en las rocas volcánicas y plutónicas, y por sombras de presión en las rocas volcano-detriticas. En la Formación Esperanza, la presencia de pliegues isoclinales recostados con ejes curvos no proporcionan criterios de vergencia. Esta fase de deformación corresponde a una deformación plana no-coaxial, en la cual los mecanismos de la deformación serían relacionados a presión-disolución en las unidades volcano-detriticas, y a deformación plástica en las rocas magmáticas. Sobre la base de criterios estructurales, se tienen evidencias de un movimiento cizallante, que dada la geometría actual de la foliación, implicaría un desplazamiento del SSW hacia el NNE, relacionado a un modelo de cizallamiento simple. En las rocas plutónicas y volcánicas, la deformación se concentra a lo largo de bandas de cizallamiento métricas (5 ó 10 m.), en las cuales las rocas son transformadas progresivamente en cataclasitas y en milonitas.

Estas características aportan argumentos en favor de una primera fase de deformación sinquistosa no-coaxial tangencial, que sería responsable de las estructuras cartográficas (Figuras 8 y 9). La anisotropía entre las diferentes unidades ha permitido los encajamientos con vergencia NNE. El cortejo magmático Mesozoico, así como las unidades volcano-detriticas de Arperos y Esperanza son afectados por esta fase de deformación, que dada la discordancia propuesta en México central por Chiodi et al., (1988), parece ser ante-albiana, y sería relacionada a la fase orogénica oregoniana. Los efectos de esta deformación serían la proyección del arco intra-oceánico hacia el NNE, con una inversión de la polaridad unidad de la serie del arco, en un ambiente de metamorfismo epizonal (facies esquistos verde).

### Segunda fase.

La segunda fase de deformación corresponde a la deformación larámide, siendo de tipo dúctil. Ella se desarrolla en todos los terrenos Mesozoicos, pero esta ausente en los Terciarios. Esta fase es responsable de la existencia de pliegues kilométricos amplios y una esquistosidad no muy visible. Los ejes son horizontales con una dirección N90°E.

### Tercera fase.

Corresponde a una fase de tectónica compresiva que afecta los terrenos Terciarios hasta el Mioceno Inferior, ella ha provocado el desarrollo de fallas inversas orientadas NW-SE y SE-NW, las cuales afectan inclusive las rocas del Mesozoico y provocan el basculamiento de bloques, así como una rotación relativa entre ellos.

### Cuarta fase.

La última fase de deformación es relacionada a una tectónica distensiva que afecta tanto las rocas Mesozoicas como las rocas miocénicas. A esta fase corresponde el desarrollo de grabens (Tristán, 1986), los cuales son limitados por fallas normales importantes de dirección N160°E que bordean la Sierra de Guanajuato en toda su longitud (Figura 10).

## IV. CONCLUSIONES

El reconocimiento de la aloctonia y el establecimiento de la estratigrafía, la afinidad magmática y evolución tectónica de las unidades Mesozoicas que constituyen en gran parte la Sierra de Guanajuato, permite proponer el ambiente geodinámico y los procesos metalogenéticos ligados a la edificación de esta región de México central, la cual ha sido una fuente importante de mineralizaciones metálicas y no metálicas desde la época colonial. En efecto, el modelo geodinámico propuesto para la Sierra de Gua-

najuato es aquél de la edificación, de la evolución y de la dislocación de un arco intra-oceánico Mesozoico. Este arco habría sido transportado a la plataforma carbonatada de San Luis Potosí durante el Mesozoico Tardío, antes del emplazamiento de los granitos fini-larámides.

Dicho modelo de arco intra-oceánico Mesozoico en México central, permite explicar la presencia de mineralizaciones filonianas polimetálicas, de sulfuros masivos y skarns de tungsteno, y de la misma manera, permite proponer la posible existencia de otros tipos de mineralizaciones (pórfido cuprífero, cromititas, etc.), asociadas a dichos contextos geodinámicos. No obstante, dada la intensa tectonización que afecta las unidades del arco de Guanajuato, los estudios de geología estructural serán necesarios para poder utilizar este modelo geodinámico como guía regional de las mineralizaciones. La utilización de lineamientos mayores del Estado de Guanajuato podría aportar entonces zonas de prospección favorables. Sería particularmente importante de establecer si la "Faja de Plata" que comprende parte de los Estados de Guanajuato, Zacatecas, Aguascalientes y San Luis Potosí, guarda alguna relación con esta estructura tectónica de arco intra-oceánico alóctono Mesozoico.

## V. AGRADECIMIENTO

Los autores agradecen las facilidades otorgadas por el Consejo de Recursos Minerales para la publicación del presente trabajo, en particular al Ing. Fernel Arvizu Lara, Director General, y al Ing. José Cardenas Vargas, Gerente de Evaluación.

De la misma manera se agradece al CONACYT, a los doctores Olivier Monod (Universidad Paris XI) y Henriette Lapiere (Universidad de Orleans), su apoyo técnico en la parte de geoquímica y geología estructural.

Finalmente, se agradece a todas las personas que directa o indirectamente han colaborado en la elaboración de este trabajo, y sobre todo a los geólogos de la residencia Guanajuato.

## BIBLIOGRAFIA

- BACHE J.J. (1982). Les gisements d'or dans le monde. Essai de typologie quantitative. Mémoire du B.R.G.M., No. 118, 102 p.
- CANDANEDO V.M.N., JASSO H.F. y VIEYRA G.R. (1982). Interpretación de las imágenes de satélite del Estado de Guanajuato. Inf. del Cons. Rec. Min., 56 p., 7 fig. (inédito).
- CHAUVE P., FOURCADE E., y CARRILLO M. (1985). Les rapports structuraux entre les domaines cordillérain et mesogéen dans la partie centrale du Mexique. C.R. Acad. Sci. Paris, 301 II, 335-340.
- CHIOLDI M., ORTIZ H.L.E. y YTA M. (1987). Evolución tectónica y magmática de un segmento del batolito granítico Comanja Edo. de Jalisco. En resúmenes presentados a la ocasión de la conmemoración del 100 aniversario de la creación de la carrera de Ing. Geol. Fac. Ing., U.N.A.M. (inédito).
- CHIOLDI M., MONOD O., BUSNARDO R., GASPARD D., SANCHEZ A. e YTA M. (1988). Une discordance anté-albienne datés par une faune d'ammonites et des brachiopodes de type théthysien au Mexique central. Geobios, 21, 125-135.
- COLEMAN R.G. Y PETERMAN Z.E. (1975). Oceanic plagiogranite. Jour. Geophys. Res., 80, 1099-1108.
- DAVILA A.V.M. y MARTINEZ R.J. (1987). Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato. En resúmenes del simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato. Inst. de Geol., U.N.A.M.
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P. Y MARCHAL M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element, its relationship with current nomenclature. Chem. Geol., 29, 183-210.
- ECHEGOYEN S.J. (1978). Yacimientos minerales de la Sierra de Arperos y Comanja, Estado de Guanajuato. Publicación del Cons. Rec. Min., 21 p.
- EDWARDS D.J. (1956). Estudios acerca de algunos de los conglomerados rojos del Terciario Inferior del centro de México. In XX Congr. Geol. Inter., México.
- EVENSEN N.M., HAMILTON P.J. Y O'NIONS R.K. (1978). Rare-Earth abundances in chondritic meteorites. Geochim. Cosmoch. Acta, 42, 1199-1212.
- GROSS W.H. (1975). New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico. Econ. Geol., 7, 1175-1189.
- JAKES P. Y GILL J. (1970). Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. Earth Planet. Sci. Lett., 9, 17-28.
- LAPIERRE, H., MONOD, O., OTIZ, E., CHIOLDI, M., MARTINEZ, J. y ZIMMERMAN, J.L. (1989a). New evidence for the ensimatic origin of Guanajuato island arc (lower Cretaceous) in central Mexico. Terra (abstracts), European Union of Geosciences EUG V, Strasbourg, France, 20-23 March 1989, 1, 165.
- LAPIERRE, H., MONOD, O., ZIMMERMAN, J.L., CHIOLDI, M., OTIZ, E., MARTINEZ, J. y COULON, CH., (1989b). The roots of an intra-oceanic island arc: the early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (central Mexico). Lithos, 26 p., 8 Fig. (en curso de impresión).
- LAZNICKA, P. (1985). Empirical metallogeny, depositional environments, lithological associations and deposits. Devel in Ec. Geol. 19. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 1002 p. (41-225).
- LOWELL, J.D., (1980). Metallogeny and porphyry deposits of North America and the Pacific regions. In res. Min., Mem. du B.R.G.M., No. 106, 40-47.
- MARTINEZ, R.L., PENA, R.L., y VEGA, C.B. (1980). Exploración geológica y evaluación de las pegmatitas de la sierra de Arperos, Mpio. de Silao, Gto. Inf. Int. Cons. Rec. Min., 66 p. (inédito).
- MARTINEZ, R.J., (1987). Resumen de la geología y excursión a la sierra de Guanajuato. In simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato, Inst. Geol. U.N.A.M., 50-91.
- MILLER, L.J., (1980). Distribution of ore deposits geological time. In Res. Min., Mem. du B.R.G.M., No. 106, 67-80.
- MITCHELL, A.H., y BELL, J.D., (1973). Island arc evolution and related mineral deposits. Jour. Geol., 81, 381-405.
- MIYASHIRO, A. (1974). Volcanic rock series in island arc and active continental margins. Am. Jour. Sci., 274, 321-355.
- MONOD, O., LAPIERRE, H., CHIOLDI, M. y ORTIZ, E., (1988). Alloctonie de l'Arc de Guanajuato (Mexique). In 12 éme Reunion des Sciences de la Terre; Lille, France. Soc. Geol. France (Ed.), 100.



- MONOD, O., LAPIERRE, H., CHIODI, M., MARTINEZ, J., ORTIZ, E., CALVERT, PH y ZIMMERMAN, J.L., (1989). Réconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique Central: La séquence plutovolcanique (Crétacé inférieur) de Guanajuato; C.R. Acad. Sci. Paris. (en curso de impresión).
- MUGICA, M.R., Y ALBARRAN, J.J., (1983). Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del altiplano mexicano. Inst. Mexz. Petrol., proyecto C-1156, 78 p. (Inédito).
- CHNENSTETTER, M., (1985). Classification pétrographique et structurale des ophiolites, et cho de la dynamique des zones de transition croute-manteau. Incidence sur la nature et la disposition des corps de chromite associés. C.R. Acad. Sci. Paris, 301, Série II, 20. 1413-1418.
- ORTIZ, H.L.E., (1988a). L'arc intra-océanique crétacé de Guanajuato (Mexique central): caractères pétrographiques et affinité magmatique du complexe filonien et des laves associées. Implications métallogéniques et géodynamiques. MeM. du D.E.A., Université d'Orléans, France, 50 p., 36 fig. (Inédito).
- ORTIZ, H.L.E., (1988b). Metamorfismo suboceánico de pillow-lavas y filones doleríticos de la zona La Luz-El Cubilete, Estado de Guanajuato. In resúmenes de la IX Conv. Geol. Mex.
- PEARCE, J.A. y NORRY, J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 69, 33-47.
- PEARCE, J.A., (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Continental basalts and mantle xenoliths, Hawesworth C.J. and Norry M.J. (Eds.), Shiva Publishing Nantwich, 230-294.
- PEARCE, J.A. LIPPARD, S.J., y ROBERTS, S. (1984a). Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In Marginal Basins Geology, Kikelaar B.P. and Howell M.F. (Eds.). Geol. Soc. Special Publ. no. 116, 322 p. (77-94).
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. y TINDLE, A.G. (1984b). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Jour. Petrol., 25, 4, 956-983.
- RANDALL, R.J., (1982). Contacto entre el Terciario y el Mesozoico, distrito de Guanajuato. En resúmenes de la VI Conv. de la Soc. Geol. Mex.
- SALAS, G.P., (1981). El potencial de los recursos minerales del Estado de Guanajuato. Geomimet No. 110, 53-68.
- SERVAIS, M., y ROJO, R. (1981). Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y estudio preliminar de las zonas ofiolíticas de San Juan de Otates, Gto. Inf. Int. Cons. Rec. Min., 50 p. (Inédito).
- SERVAIS, M., ROJO, R. y COLORADO, L.D., (1982). Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y Guanajuato: postulación de un paleo-golfo de Baja California y una digitación téthysiana en México central, México. Geomiment No. 115, 53-71.
- SERVAIS, M., CUEVAS, P.E., y MONO, O. (1986). Une section de Sinaloa à San Luis Potosí: nouvelle approche de l'évolution du Mexique nord-occidental. Bull. Soc. Geol. France, 8, II, 1033-1047.
- TAYLOR, P.S., (1971). Mineral variations in the silver veins of Guanajuato, México. Unpubl. Doc. Dissert., Dartmouth College, U.S.A. (Inédito).
- TEITEN, M. (1988). Etude pétrographique, géochimique et structurale des termes grenus de l'association pluto-volcanique de Guanajuato (Mexique central). Mém. du D.E.A., Université de Paris XI-Orsay, 72 p. (Inédito).
- TRISTAN, G.M. (1986). Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los Estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México. Folleto técnico No. 107 de la Univ. Aut. de S.L.P., Inst. de Geol., 91 p.
- VASALLO, L.F., y MARTINEZ, R.J., (1988). Metamorfismo de contacto en la porción sudoriental del batolito granítico de la Sierra de Guanajuato. In memoria del tercer Simp. Geol. Reg. del Inst. de Geol. U.N.A.M., 78-80.
- WANDKE, A., y MARTINEZ, J. (1928). The Guanajuato mining district, Mexico. Econ. Geol. 23, 1-44.
- YAÑEZ, M.C.F., (1987). Geología de los yacimientos minerales de la Sierra de León, Guanajuato. En resúmenes del Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Inst. de Geol., U.N.A.M.
- ZARATE, V.P.F. (1986). Caracterización de la mina El Maguay: única evidencia tungstenífera conocida en el centro del país. En resúmenes de la VIII Conv. de Soc. Geol. Mex., 43-44.

Publication n° 2

Publiée dans Memoria de Trabajos Técnicos de la AIMMGM (Acapulco, 1991)

UN CONTEXTO DE ARCO MAGMATICO ASOCIADO AL DESARROLLO DE ESTRATOVOLCANES SUBMARINOS, PARA EL ORIGEN DE LOS SULFUROS MASIVOS ESTRATIFORMES POLIMETALICOS (Pb, Zn, Cu, Ag, Au) DE LA REGION DE TIERRA CALIENTE, GRO.

Por:

Ing. Luis Enrique Ortiz Hernández\*  
Dra. Henriette Lapiere\*\*

\* Consejo de Recursos Minerales, Subdirección de Exploración Regional, Pachuca, Hgo.  
\*\* U.R.A.-C.N.R.S. n° 69, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 38031 Grenoble Cedex, France.

Acapulco, Gro., Octubre de 1991.

LES AMAS SULFURES STRATIFORMES POLYMETALLIQUES DE LA REGION DE TIERRA CALIENTE, GUERRERO FORMES DANS UN CONTEXTE D'ARC INTRA-OCEANIQUE MARQUE PAR LA PRESENCE DE STRATOVOLCANS SOUS-MARINS BASIQUES.

RESUME

La séquence volcano-sédimentaire Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, épimétamorphisée de la région de Tierra Caliente, Mexique méridional, présente de nombreux gisements d'amas sulfurés stratiformes polymétalliques à Pb, Zn, Cu, Ag et Au.

Les données de terrain et la caractérisation géochimique des roches magmatiques porteuses des minéralisations montrent que ces dernières sont à rattacher à des processus exhalatifs sous-marins, associés au développement de stratovolcans, parfois sub-aériens, liés à l'activité de l'arc insulaire intra-océanique mésozoïque d'Alisitos-Teloloapan.

L'activité magmatique de l'arc est représentée durant l'Aptien-Albien, par la présence de laves basaltiques et andésitiques en coussins, montrant une affinité calco-alcaline, un enrichissement en terres rares légères ( $4.75 < (La/Yb)_N < 9.36$ ) et en éléments lithophiles, et un appauvrissement en éléments à forte charge ionique par rapport au MORB. Ces roches sont interstratifiées avec des tuffs basiques, des roches volcanoclastiques et calcaréo-détritiques formées dans un environnement néritique. Contemporainement, et dans un contexte intra-océanique, l'activité magmatique de l'arc a permis l'épanchement de laves basaltiques et andésitiques en coussins alimentées par des dolérites et des microgabbros (108 Ma; K/Ar en amphibole). Ces laves qui montrent une affinité de tholéiites d'arc à spectres des terres rares plats (tholéiites matures) sont associées à des tuffs basiques, des hyaloclastites et des roches volcanoclastiques.

Dolérites, microgabbros et laves représentent vraisemblablement les équivalents hypabissaux et effusifs des klippes plutoniques (105 Ma, 40Ar/39Ar en amphibole; Delgado-Argote et al., 1990) qui varient en composition depuis des ultrabasites jusqu'à des diorites, et qui reposent en contact anormal sur l'association volcano-sédimentaire de l'Albien-Cénomani.

Les basaltes, les andésites, les dolérites et les microgabbros tholéitiques sont caractérisés par: (1) des spectres des terres rares plats ou légèrement enrichis en terres rares légères (teneurs en terres rares de 10-30 fois les chondrites,  $1.20 < (La/Yb)_N < 2.67$ , (2) un enrichissement en éléments lithophiles et (3) un appauvrissement en éléments à forte charge ionique par rapport au MORB.

C'est durant l'étape de maturité de l'arc insulaire intra-océanique, représenté par les séries tholéitiques matures et calco-alcalines de l'Aptien-Albien, et à la faveur de conditions géologiques propices, qui se sont formés les amas sulfurés stratiformes polymétalliques. Ceux-ci sont enchassés dans des brèches hydrovolcaniques (incluant des brèches de lahar) qui se sont déposées le long des flancs des stratovolcans sous-marins, formant ainsi des minéralisations "remaniées".

D'autres gisements d'amas sulfurés sont liés soit à des dômes de roches acides (dacites, rhyodacites) soit à des roches pyroclastiques acides. Ce volcanisme saturé en silice s'apparente à une série calco-alcaline, qui se serait mise en place durant une phase distensive ou de rifting à la fin du développement de l'arc. Ces amas sulfurés, proches du type Kuroko, défini au Japon, sont vraisemblablement liés aux centres exhalatifs, accompagnant la mise en place des dômes acides.

Enfin, on connaît d'autres gisements liés à des pélites noires du Tithonique, qui s'intercalent dans des sédiments pélagiques (calcaires marmorisées) et des grauwackes. Cet ensemble sédimentaire formerait soit le substratum de la série volcanique d'arc soit des petites bassins subsidents, bordant les strato-volcans. Ces minéralisations liées aux formations sédimentaires se rattacheraient alors au type exhalatif-sédimentaire (SEDEX).

Bien que l'on ait reconnu le contexte géodynamique de genèse des amas sulfurés stratiformes polymétalliques de la région de Tierra Caliente, en caractérisant l'affinité magmatique du magmatisme sous-marin qui leur est associé; il faudrait réaliser une cartographie géologique régionale détaillée afin d'établir la distribution géographique des centres d'émissions volcaniques et des faciès pyroclastiques proximaux et distaux qui leur sont associés afin d'utiliser ces formations comme guide de prospection pour la découverte de nouvelles minéralisations à Pb, Zn, Cu, Ag et Au.

## RESUMEN

La secuencia volcano-sedimentaria metamorfozada del Jurásico superior-Cretácico inferior que aflora extensivamente en la región de Tierra Caliente, en el sur de México, contiene abundantes mineralizaciones estratiformes de sulfuros masivos polimetálicos (Pb, Zn, Cu, Ag, Au).

Las evidencias de campo y la caracterización geoquímica de las rocas magmáticas asociadas a esta secuencia, muestran que dichas mineralizaciones fueron originadas por procesos exhalativos submarinos, asociados al desarrollo de estratovolcanes emergentes, los cuales fueron generados durante la evolución magmática de un arco insular.

La actividad magmática del arco está representada durante el Aptiano-Albiano, por la presencia de lavas almohadilladas basálticas y andesíticas, con afinidad calco-alcalina, enriquecidas en tierras raras ligeras ( $4.75 < (La/Yb)_N < 9.36$ ) y en elementos litófilos (Large Ion Lithophile Elements=LILE), y empobrecidas en elementos con fuerte carga iónica (High Field Strength Elements=HFSE) con respecto a basaltos de dorsal meso-oceánica (mid-ocean ridge basalts=MORB). Estas rocas están interestratificadas con tobas básicas, rocas volcanoclásticas y calcareo-detriticas formadas en un ambiente nerítico. Contemporáneamente, en un contexto intra-oceánico, la actividad magmática del arco dió origen a la extravasación de lavas almohadilladas basálticas y andesíticas, tobas básicas, hialoclastitas, rocas volcanoclásticas, doleritas y microgabros (108 Ma; K/Ar en anfíbol; Delgado-Argote et al., 1990), que ocurren como cuerpos alóctonos en la cubierta volcano-sedimentaria del Albiano-Cenomaniano. Las rocas toleíticas están caracterizadas por espectros de tierras raras planos o ligeramente enriquecidos en tierras raras ligeras (contenidos en tierras raras de 10-30x condritas y  $1.20 < (La/Yb)_N < 2.67$ ), por un enriquecimiento en LILE y por un empobrecimiento en HFSE con respecto a MORB.

Es durante la etapa de madurez del arco magmático, representada por las series toleítica madura y calco-alcalina albiana-aptiana, que se generaron las condiciones geológicas propicias para el emplazamiento de la mineralización estratiforme de sulfuros masivos polimetálicos, los cuales se localizan preferentemente en brechas hidrovolcánicas (incluyendo brechas de lahar), depositadas en los flancos de los estratovolcanes submarinos, formando mineralizaciones "retrabajadas"; en dacitas, riódacitas o rocas piroclásticas ácidas calco-alcalinas, formadas probablemente a proximidad de los centros exhalativos, durante un régimen de extensión o de rifting del arco, originando yacimientos similares en sus características al tipo Kuroko del Japón; y finalmente, en pizarras negras del Titoniano, las cuales constituyen las rocas pre-volcánicas, depositadas en pequeñas cuencas subsidentes, en asociación con sedimentos pelágicos (calizas marmorizadas) o volcanoclásticos (grauvacas), a la base de los edificios volcánicos, formando yacimientos similares al tipo exhalativo-sedimentario.

Habiéndose establecido el contexto geodinámico de arco magmático, efectuado la caracterización geoquímica del volcanismo submarino (toleítico y calco-alcalino) asociado a la ocurrencia de estos sulfuros masivos volcanogénicos, así como puesto en evidencia la presencia de estructuras paleovolcánicas (estratovolcanes submarinos); la cartografía geológica detallada tendiente al reconocimiento de las facies central, proximal o distal de éstos últimos, así como el zoneamiento del Cu-Pb-Zn-(Ba) de los depósitos y la geoquímica de las exhalitas, se averan indispensables para ser utilizadas como guías potenciales para este tipo de mineralización.

UN CONTEXTO DE ARCO MAGMÁTICO ASOCIADO AL DESARROLLO DE ESTRATOVOLCANES SUBMARINOS, PARA EL ORIGEN DE LOS SULFUROS MASIVOS ESTRATIFORMES POLIMETÁLICOS (Pb, Zn, Cu, Ag, Au) DE LA REGIÓN DE TIERRA CALIENTE, GRO.

Por: Ing. Luis Enrique Ortiz Hernández y Dra. Henriette Lapiere

## I.- INTRODUCCION

Uno de los objetivos primordiales del Consejo de Recursos Minerales es la exploración geológico-minera, y la definición de áreas mineralizadas susceptibles de ser evaluadas desde el punto de vista de su potencial económico. La Subdirección de Exploración Regional y la Gerencia de Evaluación de este organismo, han firmado un convenio de colaboración con el Centro Científico y Técnico de la Embajada de Francia en México, tendiente al establecimiento del contexto geodinámico de formación de provincias metalogenéticas en el país. Es en el marco de este convenio que se llevó a cabo, en el transcurso del mes de Febrero de 1990, la Reunión Técnica México-Francia, en la cual se expusieron los resultados concernientes a la estructura geológica y a la evolución metalogenética del centro-noreste de México.

Este trabajo forma parte de las actividades desarrolladas en el sur de México, específicamente en la región denominada Tierra Caliente, y fue efectuado también en el marco de dicho convenio. El trabajo tiene como finalidad el establecimiento del contexto geodinámico de formación de las mineralizaciones estratiformes de sulfuros masivos polimetálicos de esta región, sobre la base de la caracterización geoquímica (elementos mayores, traza y tierras raras), de las rocas volcánicas de composición básica a intermedia pertenecientes a la secuencia volcano-sedimentaria encajonante, así como el de dar a conocer la presencia de estratovolcanes submarinos, en la localidad de Palmar Chico, Edo. de México, sobre la base de cartografía geológica a semi-detalle, escala 1: 50,000, de la carta topográfica Palmar Chico EI4A65 de CETENAL, y de trabajo petrológico y geoquímico realizado en el laboratorio de Geología Alpina de la Universidad de Grenoble, Francia.

## II. - LOCALIZACION

La región de Tierra Caliente está situada en la Cuenca del Río Balsas, entre la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur y el Eje Neovolcánico. En dicha región se tiene la confluencia de los Estados de Michoacán, México, Guerrero y Morelos, y está comprendida *grosso modo* entre las coordenadas geográficas 18° 00' a 19° 00' de latitud norte y 99° 30' a 101° 00' de longitud oeste (Fig. 1). En ella se puede seguir una importante faja de mineralizaciones filonianas polimetálicas que se extiende desde el distrito minero de Taxco, en el Estado de Guerrero, hasta Miahuatlán, en el Estado de México. Existen también abundantes mineralizaciones estratiformes de sulfuros masivos polimetálicos (Pb-Zn-Cu-Ag-Au). Estas últimas están emplazadas en la secuencia volcano-sedimentaria metamorfozada del Jurásico superior-Cretácico inferior, que se extiende desde Ixtapan de la Sal, y Palmar Chico, Edo. de Méx. hasta Arcelia y Teloloapan, Gro., la cual forma parte del complejo Tierra Caliente (Ortega-Gutiérrez, 1981) o del terreno tectonostratigráfico Guerrero (Campa y Coney, 1983).

El área estudiada se sitúa en el corazón de Tierra Caliente, aproximadamente a 70 Km al NE de Ciudad Altamirano, Gro., donde se localizan los poblados de Palmar Chico (Estado de México) y Arcelia (Estado de Guerrero) (Fig. 1), y constituye uno de los sitios clave para entender la evolución geológica de esta región.

### III.- ANTECEDENTES Y TRABAJOS PREVIOS

La región de Tierra Caliente ha sido objeto de innumerables estudios tanto estratigráficos, geológico-regionales como de geología minera. Debido a la complejidad estructural, la diversidad de facies litológicas expuestas y a la falta de edades absolutas para las rocas magmáticas que afloran en esta región, las interpretaciones paleogeográficas que de ella se han hecho son en ocasiones contradictorias. Entre los primeros trabajos efectuados se cuenta el estudio estratigráfico realizado en la región de Huetamo, Mich. por Pantoja-Alor (1959), quien sienta las bases de la estratigrafía de esta área, basándose en los trabajos realizados por de Cserna (1955) y Fries et al. (1957), en regiones limítrofes. Posteriormente, Salazar (1972; 1973) efectúa estudios de geología regional en la región de Ciudad Altamirano, Gro. y Huetamo, Mich., para PEMEX. El reporta la presencia de calizas interestratificadas con terrígenos (Formación Cumburindio) y capas rojas mesozoicas (Formación Ixtapilla).

Mauvois (1977) propone la existencia de una megaestructura visible a lo largo de 80 Km, de Norte a Sur, que denota la existencia de un cabalgamiento miocénico (?) en la depresión de Tzitzio-Huetamo. Este cabalgamiento sería el responsable de la presencia de testigos y ventanas tectónicas, en los cuales las calizas del Cretácico inferior (Formación Morelos) cubriría a lechos rojos terciarios (Mauvois, 1977). De Cserna et al. (1978) interpretan las diferencias litológicas de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y áreas adyacentes de los Estados de México y Michoacán, como debidas a cambios de facies, desde la región oriental de Chilacachapa hasta Huetamo, al poniente. Garza-González (1980) interpreta, a partir de las imágenes de satélite de las regiones de Tejupilco, Amatepec, Sultepec y Temascaltepec, la existencia de un graben, al cual denomina Paleodepresión de Tejupilco. Esta estructura repercutiría en la distribución regional de los yacimientos minerales. De Cserna (1978; 1982/1983) propone la existencia de pliegues de fondo complejos, con orientación general NW-SE, en las regiones de Teloloapan (de Cserna, 1978) y Amatepec-Tejupilco (de Cserna, 1982/1983). Estos pliegues de fondo serían los responsables del afloramiento de rocas del basamento.

Campa et al. (1974), , Campa et al. (1977), Campa (1978) y Campa y Ramírez (1979), efectuaron estudios estratigráficos y de geología regional de la región comprendida entre el noroccidente del Estado de Guerrero y Valle de Bravo, Edo. de México. Campa (1978) distingue así cuatro dominios paleogeográfico-tectónicos que confluyen en la región de Tierra Caliente, estos son: un dominio interno representado por un arco insular andesítico y un mar marginal desarrollados durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, un dominio externo representado por una plataforma carbonatada desarrollada durante el Cretácico inferior y su relleno de flysch del Cretácico superior, y finalmente, un dominio del Cenozoico representado por el volcanismo básico a intermedio del Eje Neovolcánico.

Campa et al. (1981), introducen el concepto de conjuntos

estratotectónicos para explicar la evolución tectónica del sur de México. Estos autores establecen que la Sierra Madre del Sur está constituida de nueve conjuntos estratotectónicos. La región de Palmar Chico-Arcelia formaría parte, según esta división de conjuntos estratotectónicos, de los conjuntos Huetamo-Cutzamala e Ixtapa-Teloloapan, ambos pertenecientes al Terrero Guerrero (Campa y Coney, 1983). Las rocas que constituyen estos conjuntos estratotectónicos se habrían formado probablemente en el mar marginal de un arco volcánico insular activo durante el Jurásico superior-Cretácico inferior (Campa et al., 1981).

### IV.- MARCO GEOLOGICO REGIONAL

Las rocas del basamento que afloran en la región de Tierra Caliente están expuestas en el núcleo de los pliegues de fondo definidos por de Cserna (1978 y 1982 /1983)) (Fig. 2). Ellas están representadas, en Taxco Viejo, por rocas volcano-sedimentarias de composición intermedia del Esquisto Taxco, de edad Precámbrica tardía (de Cserna et al., 1975), el cual es cubierto discordantemente por lahares, lavas de composición andesítica y tobas pertenecientes a la Rocaverde Taxco Viejo (de Cserna, et al. 1975), de edad probable Triásica tardía (?) (Fries, 1960). Estas unidades son sobreyacidas por calizas de plataforma de las formaciones Acahuizotla y Morelos (Aptiano-Cenomaniano) (Fries, 1960; Cserna et al., 1978) y sus equivalentes de cuenca, y por lutitas, calizas, areniscas y conglomerados de la Formación Mexcala del Cretácico superior, por medio de contactos tectónicos (Barros et al., 1989). En la región de Zacualpan, en la parte suroccidental del Estado de México, Díaz-García (1980) describe afloramientos del Esquisto Taxco, el cual considera en esta localidad como del Misisípico(?)-Pensilvánico (?). El Esquisto Taxco es sobreyacido discordantemente por pizarras carbonosas, cuarcitas, calizas foliadas y metapsamitas de la Formación Ayotusco (Pensilvánico-Pérmico (?)) y esta última, a su vez, cubierta discordantemente por la Rocaverde Taxco Viejo (Triásico Tardío-Jurásico Temprano (?)) (Díaz-García, 1980).

Campa y Ramírez (1979), consideran la edad del Esquisto Taxco como no representativa, debido al carácter retrabajado y no autigénico de los zircones utilizados para su datación por de Cserna et al. (1975). Estos autores mencionan que el Esquisto Taxco y la Rocaverde Taxco Viejo están interestratificadas, y podrían formar parte de la secuencia volcano-sedimentaria titoniana-albiana de Ixtapan de la Sal-Teloloapan.

En el área de San Lucas del Maíz, Edo. de México, Elías-Herrera (1989) señala la presencia de cuñas tectónicas de granitoides sin-colisión del Permo-Triásico.

En la región de Tizapa, Estado de México, un augengneis granítico milonitizado es sobreyacido en contacto gradual por esquistos cuarzo-feldespáticos del Paleozoico (?), y a la vez sobreyacido en posición alóctona por una secuencia volcano-sedimentaria metamorfizada, lo cual daría evidencia de un *décollement* afectando los niveles inferiores del complejo Tierra Caliente (Elías-Herrera y Lozano-Santa Cruz, 1990). El metamorfismo que afecta las rocas basales en esta área es atribuible a la facies de anfibolita, mientras que las rocas de la secuencia volcano-sedimentaria son afectadas por un metamorfismo de facies de esquistos verdes.

Aproximadamente 5 km al N del poblado de Santa Teresa, en la región circundante a Ciudad Altamirano, de Cserna (1978) reporta la presencia de rocas metamórficas representadas por pizarras, cuarcitas y esquistos. Las características de estas rocas, así como su edad, no han sido señaladas, por lo cual se desconocen sus relaciones con la secuencia volcano-sedimentaria.

La secuencia volcano-sedimentaria metamorfizada del Jurásico superior-Cretácico inferior que aflora desde Ixtapan de la Sal, Edo. de México hasta Teloloapan, Gro., fue descrita por Campa y colaboradores (1974). Ella está formada de una alternancia de lavas andesítico-dacíticas, tobas y aglomerados, interestratificados con filitas, areniscas, cuarcitas y calizas foliadas (Fig. 3A), la cual ha sido afectada por un metamorfismo dinámico regional de grado bajo (facies de esquistos verdes). Los fósiles encontrados en dicha secuencia permiten asignarle una edad Titoniano-Albiano (Campa et al., 1974). En la región de Luvianos-Ixtapan del Oro, en la porción sudoccidental del Estado de México, la secuencia volcano-sedimentaria metamorfizada, la cual es correlacionable con las formaciones cretácicas Xochipala (Cenomaniano-Turoniano) y Arcelia (Coniaciano) (de Cserna, 1982/1983), consiste de lavas almohadilladas y masivas basáltico-andesíticas, intercaladas con calizas arcillosas, sedimentos tobáceos y silíceos, brechas volcánicas y aglomerados, con un espesor del orden de los 2000 m (Sánchez-Zavala y Elías-Herrera, 1991). Ella es afectada por un metamorfismo de bajo grado (facies de prehnita-pumpellyita), y sobreyace en aparente discordancia a filitas, esquistos verdes, esquistos de sericita y metarriolitas, de edad no conocida, las cuales presentan paragénesis metamórficas de la facies de esquistos verdes (Sánchez-Zavala y Elías-Herrera, 1991). Dada la similitud litológica, estilo de deformación y metamorfismo de grado bajo, variando de facies prehnita-pumpellyita a esquistos verdes, ella puede ser correlacionada con la secuencia volcano-sedimentaria metamorfizada del Jurásico superior-Cretácico inferior que se extiende desde el poblado de Palmar Chico, en el Estado de México, hasta Arcelia, en el Estado de Guerrero (Campa, 1974; Ortiz et al., 1991) (Fig. 3B).

La secuencia volcano-sedimentaria no metamorfizada del Jurásico superior-Cretácico inferior de Huetamo, Mich., está representada por rocas clásticas marinas (lutitas, areniscas y conglomerados interestratificados con lavas y tobas) de la Formación Angao del Jurásico tardío (Pantoja-Alor, 1959), y espesor aproximado de 400 m, expuestas en el anticlinal de Angao (Pantoja-Alor, 1959). Un paquete de lavas almohadilladas de esta Formación presentan una afinidad magmática de toleitas de arco (Ramírez-Espinosa, et al., 1991), y recientemente fue reportada también la presencia de pedernales (Pedernal Las Paredes: Johnson, 1990). Ella es sobreyacida concordantemente por una secuencia (600m de espesor) de lutitas, limolitas, conglomerados, tobas y capas de caliza de la Formación San Lucas, de edad Neocomiana (Pantoja-Alor, 1959), dividida en dos miembros, el miembro Monte Grande y El Cajón (Johnson, 1990) (Fig. 3C). Esta última es recubierta también concordantemente por calizas y dolomitas arrecifales de la Formación Morelos (~ 250 m de espesor en el área de San Lucas), considerada por Fries (1960) en los Estados de Morelos, Guerrero y México como del Albiano-Cenomaniano, aunque en la región de Huetamo, la base de ésta se considera del Albiano inferior (Pantoja-Alor, 1959; Campa y Ramírez, 1979; Johnson, 1990) (Fig. 3C). En el sinclinal de Mal Paso, las calizas de esta Formación se interestratifican con terrígenos del Neocomiano en su base y

con capas rojas en su cima (Campa y Ramírez, 1979). Estas capas rojas, afloran extensivamente en el Valle del Río Cutzamala y Río Balsas, donde están interestratificadas con conglomerados calcáreos, rocas volcánicas y capas de caliza. Ellas son consideradas del Albiano (Campa y Ramírez, 1979), con posibilidades de extenderse hasta el Cenomaniano (Monod, com. oral). Johnson (1990) menciona que en el área de San Lucas, la Formación Morelos es sobreyacida concordantemente por brechas intraformacionales y calizas fosilíferas, las cuales se interestratifican con lutitas, lutitas calcáreas, areniscas, calizas arrecifales, areniscas rojas asociadas con conglomerados calcáreos, y estratos de yeso de la Formación Mal Paso (Pantoja-Alor, 1959). El ambiente de depósito de esta formación (~ 200 m de espesor) puede ser litoral, lagunar o de marea, y su edad es considerada como del Cretácico superior (Johnson, 1990), aunque existen ostrácodos en las lutitas que proporcionan una edad tentativa del Aptiano tardío-Cenomaniano temprano (Johnson, op. cit.). Al oriente de Arcelia, Dávila-Alcocer y Guerrero-Suástegui (1990) le asignan una edad Albiano-Cenomaniano a esta formación, la cual consiste en esta área de lavas basálticas almohadilladas, lutitas oscuras, radiolaritas, grauvacas y tobas, que están en contacto por falla inversa con una secuencia de turbiditas.

Según Campa et al. (1977) y Campa (1978), la región de Tierra Caliente ha sufrido cuatro fases de deformación, a saber: tres deformaciones compresivas, una durante el Cenomaniano, responsable de los pliegues de rodilla y de la esquistosidad de la secuencia volcano-sedimentaria, otra del Paleoceno (laramídica), la cual provocó grandes pliegues anticlinales y sinclinales y el cabalgamiento de la secuencia volcano-sedimentaria sobre las series de plataforma, y otra finimiocénica, responsable del levantamiento regional de gran radio de curvatura, con una orientación general NNW-SSE. La última fase de deformación es extensiva y correspondería a la neotectónica plio-cuaternaria, la cual ha producido fallas y diaclasas, de acuerdo a un patrón de esfuerzos NNW-SSE, NE-SW, N-S y E-W, así como fosas, pilares, terrazas de erosión y valles relictos (Campa y Ramírez, 1979).

Los trabajos efectuados recientemente, a partir de imágenes de satélite Landsat y verificación de trabajo de campo en la región de Taxco, Gro. (Barros et al., 1989) y San Lucas, Mich. (Johnson, 1990), permiten reconocer la presencia de pliegues amplios y cabalgaduras laramídicas orientados hacia el N-NE, que ponen en contacto a la secuencia volcano-sedimentaria metamorfizada del Jurásico superior-Cretácico inferior, con las series carbonatadas de la plataforma Morelos-Guerrero, e inclusive con las rocas del basamento. Este tipo de deformación "cordillerana", en cuñas tectónicas, sería responsable de duplicaduras, de la distribución de las formaciones mesozoicas y de la exposición de rocas del basamento (Johnson, 1990).

## V.- GEOLOGIA LOCAL

### V.1.- Sucesión litoestratigráfica.

En la región centro-meridional de México, entre los poblados de Palmar Chico y Arcelia, Estados de México y Guerrero (Fig. 1), aflora una secuencia volcano-sedimentaria metamorfizada del Jurásico superior-Cretácico inferior, atribuida a las formaciones cretácicas Xochipala (Cenomaniano-Turoniano) y Arcelia (Coniaciano) (de Cserna, 1982/1983). En

el área de Palmar Chico, en las localidades de Palmar Chico, Cincuenta Arrobas, Palmar Grande, la Cuadrilla de la Chaqueta y El Cirián (carta topográfica Palmar Chico EI4A65 de CETENAL), se constata la predominancia de la parte volcánica de esta secuencia, la cual presenta un espesor de  $\pm 600$  m, un rumbo general NE  $15^\circ$ ;  $45^\circ$  NW, y está constituida de una alternancia de lavas basálticas y andesíticas almohadilladas y masivas, hialoclastitas, tobas y brechas de similar composición. Se reconoce en la cima de esta secuencia volcánica, algunas coladas y tobas dacíticas-riodacíticas, de poco espesor (5-10 m), en general argilizadas; así como grauvacas, rocas volcanoclásticas silícicas inmaduras, y brechas monogénicas asociadas con niveles de pedernal.

Las almohadillas de las lavas son de tamaño medio (30-50 cm de diámetro), presentan una película verdosa (clorita), y material microcristalino (ex-vidrio?) intra-almohadillas. Ellas muestran comúnmente evidencias de silicificación. Las vesículas son abundantes y pueden constituir hasta 25% en volumen de la roca. Estas estructuras están en general rellenas por minerales secundarios como son: clorita, calcita, prehnita, epidota, esfena y zeolitas (?). Estos minerales pueden presentarse también en forma de vetillas que cortan la roca. La epidota forma agregados con pirita, y en ocasiones también con la calcita.

Las hialoclastitas afloran al SE de la Boca de la Barranca y en la Cuadrilla de la Chaqueta. Son rocas de color verde oscuro formadas de fragmentos subangulosos de basalto, en una matriz vitroclástica formada de palagonita, clorita y plagioclasas microlíticas. Su composición es basáltica y su afinidad magmática es toleítica. Estas rocas son aparentemente cabalgadas hacia el N-NE, por cuñas tectónicas de calizas marmorizadas o mármol cataclástico.

Las tobas son tobas de lapilli y tobas-brechas según la clasificación de la I.U.G.S. (Schmid, 1981). Estas rocas están constituidas de fragmentos de basalto intersertal, clinopiroxeno, ortopiroxeno transformado en esmectitas o clorita, esquirlas de vidrio desvitrificado, y minerales secundarios (clorita, prehnita, pumpellyita, zeolitas?), en una matriz cloritizada (ex-vidrio basáltico?). La afinidad magmática de estas rocas es también toleítica.

Algunas brechas pueden ser clasificadas como brechas hidrovulcánicas, las cuales fueron formadas por erupciones hidrovulcánicas submarinas, de tipo Surtsey (Kokelaar, 1983). Una característica distintiva de éstas es la vesiculación de sus fragmentos de rocas volcánicas. Otras brechas incluyen brechas de lahar, formadas por una combinación de procesos piroclásticos y epiclásticos. La distinción entre estos dos tipos de brechas no es fácil debido al desarrollo conspicuo de minerales secundarios (sobre todo clorita), y a que pueden graduar de un tipo al otro. En el afloramiento, estas brechas pueden ser reconocidas por la ausencia de continuidad lateral, su tamaño reducido de exposición (del orden de varias decenas de metros), por su pobre clasificación (sedimentos de varios tipos, tamaños y formas), y por la ausencia de estatificación. Ambos tipos de brechas están formados de fragmentos subangulosos a subredondeados de pizarras negras, de basaltos vesiculares con textura microlítica, de tobas basálticas epidotizadas y cloritizadas, de pedernal, de clinopiroxeno, de ortocuarcitas, de caliza micrítica y de plagioclasas saussuritizadas. Estas brechas son similares a las brechas de lahar descritas como encajonante de

la mineralización de sulfuros masivos polimetálicos de Campo Morado (Lorinzi y Miranda, 1978), si bien en la región de Palmar Chico-Arcelia ellas contienen únicamente pirita y calcopirita diseminada.

En la porción oriental del área (Fig.4), las rocas volcánicas están subordinadas y pasan transicionalmente (?), a una secuencia de rocas pelágicas representada por lutitas oscuras, que alternan con lutitas silícicas, limolitas calcáreas, calizas micríticas (con radiolarios calcitizados), grauvacas, tobas básicas, lavas masivas y radiolaritas. Estas últimas, en estratos de 15-20 cm de espesor, contienen, en la porción occidental de Arcelia, radiolarios de los géneros *Crucella messinae* Pessango, *Zifondium* sp., *Podobursa* sp., *Acanthocircus* sp., *Paraonella* sp., *Praeocaryoma* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Novixitus* (?) sp. y *Mita* (?) sp., con lo cual se les asigna una edad Albiano-Cenomaniano (Dávila-Alcocer y Guerrero-Suástegui, 1990).

Sin embargo, la presencia de pizarras negras fisiles, en estratos delgados (< 3 cm de espesor), que contienen una fauna de amonitas del Titoniano (*Protancyloceras* sp.; Patiño, J.R., com. oral), las cuales son sobreyacidas en aparente concordancia por calizas micríticas (en general marmorizadas), grauvacas y lutitas, y están separadas de la secuencia volcano-sedimentaria por fallas subhorizontales, complica la geología del área. En el mapa geológico de Palmar Chico (Fig. 4), el paquete de sedimentos pelágicos del Albiano-Cenomaniano, el cual es considerado como la cubierta volcano-sedimentaria ( $\pm 200$  m de espesor), así como la secuencia de pizarras negras del Titoniano, calizas marmorizadas, grauvacas y lutitas, considerada como las rocas pre-volcánicas, de espesor desconocido, son referidas como rocas pelágicas. Esta última secuencia presenta, además, en su porción nordoccidental (Palmar Grande), diques microgabroicos y doleríticos (N  $130^\circ$  E;  $60^\circ$  SW) del Albiano (108 Ma; K/Ar en magnesio-hastingsita; Ortiz et al., 1991), que intrusionan a lavas almohadilladas y calizas micríticas; y en San Pedro Limón, al SE de Palmar Chico, ella es cabalgada hacia el N-NE por pequeños cuerpos ultrabásicos-dioríticos (Fig. 4), que arrojan una edad Albiano (105 Ma;  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda; Delgado-Argote et al., 1990). Estos últimos constituyen cuerpos elongados que se alinean según una franja orientada burdamente N-S; entre los más importantes se cuentan El Cerro Pelón, Malacua, La Libertad, La Fortuna y la Palma Torcida. En ejemplar de mano, las rocas ultrabásicas son densas, melanocráticas y exhiben una textura masiva, o una foliación característica cuando el grado de serpentinización es importante.

En la porción suroccidental del área, en las cercanías del poblado de Arcelia, en el frente de la cabalgadura que va desde Nuevo Copaltepec hasta el poblado de Arcelia, afloran lavas basálticas almohadilladas (~ 50 m de espesor) pertenecientes a la secuencia volcano-sedimentaria. Estas rocas son intrusionadas por un stock pequeño (2 km<sup>2</sup>) de gabros acumulados del Campaniano inferior (79 Ma; K/Ar en roca total; Ortiz-Hernández y Lapierre, 1991).

En la porción suroccidental de Palmar Chico, en las inmediaciones de la Presa Hermenegildo Galeana, afloran capas rojas tanto mesozoicas como cenozoicas. Las primeras están plegadas y aparentemente cubren en concordancia (?) a la secuencia volcano-sedimentaria. Ellas consisten de estratos delgados a masivos (10 cm a 1.5 m de espesor) de limolitas, areniscas, conglomerados calcáreos y volcánicos, interestratificados con

calizas micríticas. Su rumbo general es N 45°-62° E y su buzamiento varía de 16° a 47° al NW. Estas capas rojas (Formación Ixtapilla de Salazar, 1973), subyacen discordantemente a las capas rojas cenozoicas de la Formación Balsas (Eoceno-Oligoceno, Fries, 1960). En la región de San Lucas, Johnson (1990) designa estas capas rojas mesozoicas como Miembro Galeana del Grupo Balsas (~2000 m de espesor), y las considera como de edad Cenomaniano-Turoniano, mientras que para Campa y Ramírez (1979) ellas son del Albiano, debido a la presencia de *Orbitolina sp.*. No obstante, las calizas que se consideran parte del miembro inferior de estas capas rojas contienen *Orbitolina sp.* retrabajada, así como abundantes microfósiles: *Textularia*, *Nummuloculina sp.*, *Valvulina sp.*, *Nezzazata sp.*, *Cuneolina sp.*, y espículas de esponjas y ostrácodos (Monod, com. escrita), con lo cual es posible atribuirles una edad Albiano-Cenomaniano (?) (Monod, com. oral).

Con su orden estratigráfico aparentemente normal, la secuencia volcánico-sedimentaria y plutónica del Titoniano-Albiano-Cenomaniano de Palmar Chico-Arcelia, cabalga hacia el E-NE a la secuencia volcánico-sedimentaria del Titoniano-Albiano-Aptiano de Teloloapan (Córdoba et al., 1980; Fig. 5). Ambas secuencias son afectadas por un metamorfismo de grado bajo, variando de facies prehnita-pumpellyita a esquistos verdes (Talavera, 1990; Ortiz et al., 1991).

#### VI.- PETROGRAFIA Y GEOQUIMICA

La determinación de elementos mayores, traza y tierras raras fue realizada por ICP en el Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C.R.P.G) de Nancy, Francia, con errores analíticos de 0.5 ppm para contenidos < 10 ppm y 5% para contenidos > 10 ppm.

Los basaltos son porfídicos a glomeroporfídicos (15 a 20% de fenocristales), con plagioclasa albitizada, clinopiroxeno (diópsido, endiópsido y augita) y relictos de ortopiroxeno transformado en esmectitas, clorita y epidota. Los minerales de la matriz incluyen prehnita, pumpellyita, clorita y titanomagnetita tardía transformada en esfena. Las andesitas están formadas de microlitos esqueléticos de plagioclasas albiticas, intercrecidos con clinopiroxenos arborescentes, en una matriz de clorita, calcita, epidota y esfena.

Los diques de microgabro de Arcelia son ortocumulados de clinopiroxeno-ortopiroxeno y trazas de anfíbol pargasítico y magnesio-hastingsítico. La plagioclasa es albitica y contiene los mismos minerales secundarios presentes en los basaltos.

Las doleritas presentan texturas intersertales y están constituidas de fenocristales de labradorita y clinopiroxenos, embebidos en una matriz formada de plagioclasas albitizadas, clinopiroxenos transformados en actinolita y escasos ortopiroxenos en esmectita/clorita. La titanomagnetita es de cristalización tardía y se presenta diseminada en la roca.

Los basaltos, diques doleríticos y microgabroicos de Palmar Chico-Arcelia son pobres o ricos en sílice y titanio ( $45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$ ;  $0.44\% < \text{TiO}_2 < 1.97\%$ ), dependiendo del tipo petrográfico. En general ellos son relativamente empobrecidos en alúmina ( $13\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 16\%$ ), álcalis y

magnesio (Tabla 1), aunque un basalto (TX104), es rico en alúmina ( $\text{Al}_2\text{O}_3 < 19\%$ ), titanio ( $\text{TiO}_2 < 2\%$ ) y potasio ( $\text{K}_2\text{O} < 2.5\%$ ) (Tabla 1), pudiendo ser clasificado como basalto rico en alúmina o calco-alkalino. Los contenidos en CaO y Na<sub>2</sub>O de estas rocas son variables debido a los procesos de espilitización o metamorfismo que las afectan. Sus contenidos variables en elementos de transición (Ni, Cr, V) e incompatibles (Zr e Y), sugiere grados variables de diferenciación para estas rocas (Tabla 1).

Los análisis químicos de las andesitas muestran que se trata de andesitas básicas ( $\text{SiO}_2 < 55\%$ ), pobres en alúmina, magnesio, potasio, y moderadamente ricas en titanio y en fierro (Tabla 1, muestra TX107). Estas rocas parecen ser similar a las andesitas inmaduras, pobres en potasio, formadas en contexto de arco intra-océanico. Sus contenidos en elementos en traza señalan un carácter más diferenciado en comparación con los basaltos.

Los contenidos en tierras raras de basaltos, diques doleríticos y microgabroicos y andesita de Palmar Chico-Arcelia son bajos (10 a 30x condritas), y sus espectros de tierras raras normalizados con respecto a condritas (valores de normalización de Evensen et al., 1978) son planos o ligeramente enriquecidos en tierras raras ligeras ( $1.20 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 2.67$ ; Fig. 6A), estos espectros son a la vez similares a aquellos de basaltos de dorsal meso-océanica o MORB (Basaltic Volcanism Study Project, 1981) o al de toleítas relativamente maduras de arco insular (Jakes y Gill, 1970). Las anomalías positivas en Ce son sin duda debidas al error analítico (determinación por ICP), mientras que aquellas en Eu ( $0.78 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1.07$ ) están asociadas al fraccionamiento de las plagioclasas. El espectro de tierras raras del basalto TX104, muestra un enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas, lo que se traduce por un cociente  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  mas elevado (4.35), con respecto al de las rocas toleíticas. Este espectro es característico de rocas calco-alkalinas (Basaltic Volcanism Study Project, 1981).

Los diagramas multi-elementos normalizados con respecto a MORB (Pearce, 1983) para estas rocas, muestran un enriquecimiento variable en elementos litófilos (Large Ion Lithophile Elements=LILE), y un empobrecimiento en elementos con fuerte carga iónica (High Field Strength Elements=HFSE; Fig. 6B). Este tipo de espectro es característico de rocas toleíticas de arco (Pearce, 1983). Se puede constatar, sin embargo, que los espectros de dos basaltos difieren de los anteriores. Esto es debido a que uno de ellos es calco-alkalino (TX-104), y el otro (CP-1A) podría ser transicional entre toleítas de arco y basalto alcalino ( $\text{TiO}_2 > 1.5\%$  y presencia de clinopiroxeno titanífero). El comportamiento variable en elementos litófilos en estas rocas podría ser debido en parte a la espilitización o al metamorfismo que las afecta, debido a la movilidad de éstos durante la alteración y el metamorfismo, pero también a las características químicas propias del magma; mientras que el comportamiento de los elementos con fuerte carga iónica, los cuales son inmóviles durante estos procesos, representaría la composición química del magma que dio origen de estas rocas, comparado con un basalto de tipo MORB (Pearce, 1983).

Las rocas ultrabásicas son en general serpentinizadas y presentan las típicas texturas "en malla" de las serpentinitas de antigorita. Ellas están formadas de cristales remanentes de olivino remplazado en grado variable

por serpentina e iddingsita. Es común observar el desarrollo de abundante magnetita en la roca, resultante del proceso de serpentización, así como la presencia de bastitas de clinopiroxeno transformadas en agregados de actinolita. Cuando la serpentización no es muy importante, ellas pueden ser clasificadas petrográficamente como wehrlitas y clinopiroxenitas de olivino. Sus texturas son de cumulado magmático (adcumulado) y contienen proporciones variables de cristales-cumulus de clinopiroxeno (diopsido, salita), y olivino serpentizado en posición inter-cumulus. Existen también rocas constituidas esencialmente por hornblenda tschermakítica, formando hornblenditas, o rocas dioríticas constituidas esencialmente de agregados de plagioclasa (andesina) y anfíbol (magnesio-hornblenda), con cantidades variables de magnetita.

Hasta el momento se dispone únicamente de análisis de elementos mayores de las serpentinitas de antigorita del Cerro Pelón y La Esmeralda. Estas rocas son pobres en sílice ( $41\% < \text{SiO}_2 < 42\%$ ), álcalis y titanio (Tabla 1), y extremadamente ricas en  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{H}_2\text{O}^+$  (pérdida por fusión comprendida entre 12 y 13% del total de la roca), debido a la presencia de minerales serpentínicos y magnetita secundaria. Sus cocientes  $\text{MgO}/\text{MgO} + \text{FeO}^*$  están comprendidos entre 0.81-0.84. Desde el punto de vista normativo, las serpentinitas de antigorita del Cerro Pelón y La Esmeralda contienen como minerales normativos olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno, en ese orden de abundancia.

Las dacitas y riodacitas son rocas claras, con tintes cremas, y consisten de agregados de plagioclasas sericitizadas, cuarzo anedral y abundante desarrollo de minerales arcillosos intersertales. Dispersos en la matriz de la roca se observan abundantes cristales de piritita diseminada, en general oxidados. La afinidad magmática de estas rocas es calco-alcalina.

Los basaltos de Teloloapan presentan texturas intersertales, más comunmente porfiríticas, y están constituidos de olivino, fenocristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa. Estos fenocristales contienen inclusiones de magnetita titanífera. La matriz de la roca que soporta estos minerales está formada de microlitos de plagioclasa. Las andesitas son porfiríticas e incluyen fenocristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno con inclusiones de magnetita titanífera, en una matriz de plagioclasas. Las facies más diferenciadas de las andesitas pueden presentar anfíbol pargasítico (Talavera, 1990).

Los contenidos en Zr, Y y Nb de basaltos y andesitas de Teloloapan son mayores comparados a las rocas de Palmar Chico-Arcelia (Tabla 1), y de igual manera sus contenidos en tierras raras ( $44.48 \text{ ppm} < \Sigma \text{REE} < 129.51 \text{ ppm}$ ). Sus espectros de tierras raras normalizados con respecto a condritas son enriquecidos en tierras raras ligeras ( $5.76 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 9.36$ ; Fig. 6C), y típicos de rocas calco-alcalinas (Basaltic Volcanism Study Project, 1981).

Los diagramas multi-elementos normalizados con respecto a MORB (Pearce, 1983) para estas rocas, muestran un fuerte enriquecimiento en elementos litófilos (LILE) y un empobrecimiento en elementos con fuerte carga iónica (HFSE; Fig. 6D). Este tipo de espectro es característico de rocas calco-alcalinas de arcos insulares (Pearce, 1983). Se puede constatar un enriquecimiento en Nb ( $8 \text{ ppm} < \text{Nb} < 14$ ), y también la abundancia del Y,

que sugiere la presencia de anfíbol en la fuente magmática.

Recientemente, Ruiz et al. (1991) reportan también la presencia de basaltos toleíticos en Teloloapan. Según estos autores, estas rocas tienen una composición intermedia entre basaltos de dorsal meso-oceánica (MORB) y de basaltos de isla oceánica (OIB). Estos autores mencionan que las lavas de Teloloapan presentan valores isotópicos del Nd comprendidos entre +3 y +6  $\epsilon$  unidades, lo que sugiere que estas rocas tienen un origen oceánico, sin contaminación por un material continental. Estos valores son inferiores a aquellos reportados en los diques microgabroicos toleíticos de Palmar Chico ( $\epsilon \text{Nd} = +8.7$ ) (Ortiz et al., 1991), que también sugieren el mismo origen y excluyen una contaminación por un componente cortical. Estos valores están en el intervalo limitado de valores reportados para rocas volcánicas formadas en contexto de arco magmático ( $\sim +6.5$  a  $\sim +10$ ), construido sobre corteza oceánica (DePaolo, 1988), y son diferentes a aquellos de los MORB's ( $\epsilon \text{Nd} = +10$ ) (DePaolo, op. cit.). El magma toleítico y calco-alcalino de la secuencia volcano-sedimentaria de Tierra Caliente, procede entonces de una fuente mantélica, empobrecida en elementos incompatibles.

#### VII.- CONTEXTO GEODINAMICO

El contexto geodinámico de formación de la secuencia volcano-sedimentaria de Tierra Caliente, puede ser establecido a partir de las características sedimentológicas de sus rocas sedimentarias, y de la afinidad de sus facies magmáticas asociadas. Se puede constatar que la secuencia volcano-sedimentaria y plutónica de Palmar Chico-Arcelia consiste de: 1.- pizarras negras del Titoniano, sobreyacidas en aparente concordancia por calizas marmorizadas o mármol cataclástico, grauvacas y lutitas; 2.- una sucesión ( $\pm 600$  m de espesor) de lavas basálticas y andesíticas almohadilladas o masivas (en ocasiones silicificadas), pedernal, grauvacas, tobas, brechas basálticas, hialoclastitas, lavas y tobas dacíticas/riodacíticas, rocas volcanoclasticas silícicas inmaduras y tobas monogénicas interestratificadas con pedernal, la cual pasa transicionalmente (?) a una cubierta volcano-sedimentaria ( $\pm 200$  m de espesor) formada de rocas pelágicas representadas por lutitas oscuras, que alternan con lutitas silícicas, limolitas calcáreas, calizas micríticas, grauvacas, tobas básicas, lavas masivas y radiolaritas del Albiano-Cenomaniano; 3.- un conjunto de diques doleríticos y microgabroicos del Albiano que intrusionan lavas almohadilladas y calizas micríticas; 4.- brechas hidrovolcánicas y brechas de lahar con fragmentos de caliza micrítica, pizarras negras, ortocuarzitas, pedernal y lavas basálticas, conteniendo piritita y calcopiritita diseminada; 5.- cumulos ultrabásicos del Albiano asociados a dioritas de anfíbol; y 6.- capas rojas deformadas del Albiano-Cenomaniano (?).

Estas unidades están afectadas por un metamorfismo de grado bajo variando de facies prehnita-pumpellyita a esquistos verdes, y están separadas por contactos tectónicos. La penecontemporaneidad entre estas formaciones del Albiano-Cenomaniano, con excepción de la secuencia de pizarras negras del Titoniano, caliza marmorizada, grauvacas y lutitas es evidente.



Las lavas almohadilladas, con evidencias de abundante vesiculación, sugieren un ambiente submarino y relativamente somero de extravasación (Kokelaar, 1983; 1986). La presencia de brechas de lahar, hialoclastitas y rocas volcanoclásticas sugiere una pendiente considerable (no menor a 10%), y una interacción agua-magma para la formación de estas rocas (Sheridan y Wholetz, 1983). Esto último es corroborado por la presencia de brechas hidrovulcánicas, las cuales son generadas por erupciones freáticas, a profundidades someras (Sheridan y Wholetz, 1983; Kokelaar, 1983; Fisher y Schmincke, 1984). Por otra parte, la presencia de abundantes diques de dolerita y microgabro, y la existencia de cumulos ultrabásicos y dioritas, sugiere que estas rocas constituyen, por una parte, el magma alimentador de las lavas almohadilladas (los diques), y por otra parte, los productos resultantes de la acumulación de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y anfíbol, después de la extracción de las lavas (los cumulos ultrabásicos), y sus rocas diferenciadas (las dioritas), formadas posiblemente en cámaras magmáticas someras.

De acuerdo con Sheridan y Wholetz (1983), las erupciones hidrovulcánicas (freáticas) se llevan a cabo cuando un magma entra en contacto con un cuerpo de agua, a profundidades inferiores a los 200 m, lo que produce la transformación del agua en vapor, generando explosiones violentas y abundantes depósitos piroclásticos. Esto es corroborado por Kokelaar (1983), quien menciona que el hidrovulcanismo explosivo de tipo Surtsey se desarrolla a profundidades someras. Por otra parte, Fisher y Schmincke (1984) definen el nivel de compensación de la presión (PCL), como la profundidad del agua a la cual pueden ocurrir erupciones explosivas. El PCL es variable, y arriba de él se generan abundantes fragmentos hidroclásticos y piroclásticos, mientras que abajo de él sólo se forman lavas almohadilladas. Para, los magmas toleíticos, el PCL se sitúa entre los 100-200 m de profundidad (Kokelaar, 1986). Para la región de Palmar Chico-Arcelia, la presencia de abundantes rocas piroclásticas e hidroclásticas (tobas, brechas y volcanoclastos), pero también de abundantes lavas almohadilladas y hialoclastitas, sugiere que la extravasación del magma ocurrió tanto arriba como abajo de PCL (Fig. 7). La presencia de rocas calcáreas en la secuencia volcano-sedimentaria, indica, por otra parte, que ésta fue depositada arriba del nivel de compensación de los carbonatos (CCD). Aunque la presencia de radiolarios calcitizados en éstas rocas, y la ocurrencia de niveles de radiolaritas intercalados con las lavas, sugiere que el CCD podría haber fluctuado contemporáneamente a la extravasación de éstas.

Los datos geoquímicos, por otra parte, muestran que la secuencia volcano-sedimentaria del Jurásico superior-Cretácico inferior de Palmar Chico-Arcelia y Teloloapan presentan dos afinidades magmáticas distintas, i. e.: toleítica y calco-alcalina, y que ambas son orogénicas. Una afinidad toleítica de arco ha sido asimismo señalada para las rocas volcánicas de la secuencia volcano-sedimentaria de Huetamo (Ramírez-Espinosa et al., 1991), y no se descarta, también, la presencia de rocas transicionales entre toleítica y alcalina. Parece ser entonces que existe toda una evolución para estas rocas, ya que se constata la existencia de espectros empobrecidos en LILE y en HFSE, hasta rocas enriquecidas en estos elementos, lo que correspondería a la transición basaltos y andesitas toleíticos→basaltos transicionales (toleíticos-alcalinos (?))→ basaltos calco-alcalinos. Esto implica una evolución magmática continua, donde las características geoquímicas del magma cambian en el interior del reservorio

magmático, para pasar de un magma empobrecido en HFSE a un magma enriquecido en los mismos elementos, por diferentes grados de mezcla de la fuente mantélica. Estas características magmatológicas son comunes en rocas de arco magmático formadas arriba de una zona de subducción, donde el enriquecimiento en LILE, se considera el resultado de la adición de fluidos hidrotermales provenientes de la zona de subducción (Pearce, 1983). No obstante, las diferencias geoquímicas reconocidas en la fuente mantélica, podrían indicar también un cambio de régimen tectónico, lo cual podría dar evidencia de un régimen de extensión o de rifting del arco, responsable del carácter transicional de ciertos basaltos.

La asociación de las rocas predominantemente toleíticas, y en menor grado calco-alcalinas de Palmar Chico-Arcelia con sedimentos pelágicos (radiolaritas, calizas micríticas) y rocas volcanoclásticas (grauvacas), sugieren que ésta representa la corteza de un arco insular formado en un contexto intra-oceánico (Ortiz-Hernández y Lapierre, 1991). Al contrario, para el caso de Teloloapan, las rocas volcánicas son sobretodo calco-alcalinas (Talavera et al., 1990), pero hay también rocas toleíticas (Ruiz et al., 1991), y están interstratificadas con calizas retrabajadas de plataforma, lo que sugiere un contexto de formación nerítico para esta secuencia (Talavera, 1990). Para el caso de Huetamo, la ausencia de metamorfismo, y el carácter predominantemente turbidítico y volcanoclástico de la base de su sucesión litoestratigráfica, la cual pasa en aparente concordancia a formaciones carbonatadas arrecifales, litorales/lagunares/de marea y capas rojas subaéreas formadas en sistemas aluvionares o fluviales (Johnson, 1990), sugiere que ella representa una zona transicional entre el océano-continente. Dada la similitud en edades (Jurásico superior-Cretácico inferior), su afinidad magmática de toleíticas maduras o calco-alcalinas, sus características magmatológicas e isotópicas, estilo de deformación, litología y metamorfismo de grado bajo (facies de prehnita-pumpellyita a esquistos verdes) que afecta las secuencias de Palmar Chico-Arcelia y Teloloapan, ellas podrían corresponder el mismo arco magmático, y representar únicamente dos ambientes paleogeográficos diferentes, ahora yuxtapuestos tectónicamente. En este contexto, las secuencias volcano-sedimentarias metamorizadas del Titoniano-Albiano de Teloloapan y Titoniano-Albiano-Cenomaniano de Palmar Chico-Arcelia representarían la última manifestación magmática en la evolución de este arco intra-oceánico (Talavera, 1990; Ortiz et al., 1991), o la etapa de madurez del mismo. La secuencia volcano-sedimentaria no metamorizada de Huetamo, por otra parte, podría representar una zona de sedimentación contigua al arco magmático.

En efecto, las características sedimentológicas y magmáticas sugieren que las secuencias volcano-sedimentarias de Palmar Chico-Arcelia y Teloloapan, representan los remanentes de estratovolcanes submarinos emergentes, los cuales fueron formados por erupciones freáticas de tipo Surtsey, y se desarrollaron durante la evolución magmática del arco. En este contexto, para el caso de Palmar Chico-Arcelia, los diques básicos y rocas ultrabásicas representarían las facies proximales de los volcanes, mientras que la secuencia de pizarras negras serían el pedestal prevolcánico donde estuvieron emplazados dichas estructuras volcánicas. La cubierta volcano-sedimentaria, eminentemente pelágica, y el carácter toleítico y calco-alcalino de las lavas asociadas sugiere un contexto intra-oceánico para estas estructuras volcánicas. Las rocas piroclásticas e hidroclásticas fueron depositadas en los flancos de los volcanes, durante

la emergencia y el crecimiento de éstos, dado que se tienen evidencias de campo, que algunas erupciones volcánicas se llevaron a cabo en la transición de un ambiente submarino-subaéreo, contemporáneamente al desarrollo de estructuras de tipo maar y anillos de tobas. Así, las capas rojas deformadas del Albiano-Cenomaniano (?) presentes en la porción suroccidental del área, en las cercanías de Huetamo (Formación Ixtapilla de Salazar, 1973 o Miembro Galeana de Johnson, 1990), son interpretadas como los residuos de la alteración de tobas de lapilli, depositadas en condiciones transicionales entre subacuosas-subaéreas, posiblemente en abanicos aluviales o deltas. En efecto, las características de estas capas rojas presentan similitudes estrechas con las tobas de maar distales, depositadas por nubes de tipo "base surge" y caracterizadas por un depósito rítmico, presencia de lapilli en "trempe", y una gran proporción de elementos volcánicos. El color rojo de estas capas sería el resultado de una alteración climática, o de una alteración hidrotermal.

La paleogeografía para la región de Tierra Caliente durante el Albiano inferior incluye la presencia, en Teloloapan, de un alto topográfico; y en Palmar Chico-Arcelia y Huetamo, de un mar abierto (de Cserna et al., 1978). Esta paleogeografía cambia a principios del Cenomaniano a bancos de rudistas tanto en la porción occidental (Cutzamala-Huetamo) como en el borde oriental (Teloloapan), separados por un mar abierto (Palmar Chico-Arcelia) (de Cserna et al., 1978). La presencia de estructuras paleovolcánicas submarinas están en acuerdo con dicha paleogeografía, sin embargo, es necesario considerar las relaciones tectónicas por cabalgadura entre la secuencia volcano-sedimentaria y las series carbonatadas de la plataforma Morelos-Guerrero (Córdoba et al., 1980), su asociación con calizas retrabajadas de plataforma en Teloloapan (Talavera, 1990), así como la presencia de sedimentos eminentemente pelágicos asociados a los estratovolcanes submarinos en Palmar Chico-Arcelia (Ortiz et al., 1990), y aquéllos depositados en la transición mar-continente en Huetamo-San Lucas (capas rojas), lo que complica el modelo de de Cserna et al. (1978).

En la actualidad, es generalmente aceptado que los arrecifes de rudistas proliferan y se desarrollan en aguas someras y cálidas, donde estos organismos pueden crecer y disponer de carbonato de calcio abundante. Es bien sabido también de la íntima asociación de los arrecifes con arcos magmáticos, y de la progradación de los sedimentos asociados con abanicos aluviales o deltas, lo que puede complicar el análisis sedimentológico y dar lugar a interpretaciones erróneas en cuanto a la edad de las rocas formadas en este medio. Si a ello añadimos deformaciones superpuestas, el estudio se complica aún más. Estas complicaciones están presentes en la región de Tierra Caliente, donde la presencia de litologías redepositadas (p.e. las calizas de plataforma y las brechas de lahar), la ocurrencia de fósiles retrabajados en tobas básicas o calizas (p.e. *Orbitolina* sp., fósil índice del Albiano, que sugiere que el volcanismo ocurrió sincrónico a una sedimentación y actividad biológica intensa); y las deformaciones causadas por las fases de tectónica compresiva y distensiva en la secuencia volcano-sedimentaria, causan repeticiones o truncaduras de las unidades litoestratigráficas.

Si bien existen aún discrepancias o falta de datos en lo tocante a las edades de rocas magmáticas y sedimentarias de las secuencias de Palmar Chico-Arcelia y Teloloapan; de acuerdo con nuestra interpretación, ellas

son los remanentes de estratovolcanes submarinos emergentes, los cuales fueron desarrollados en un arco magmático oceánico, durante el Jurásico superior-Cretácico inferior. La actividad magmática de este arco suministró posiblemente el material volcanoclástico de la secuencia volcano-sedimentaria contemporánea de Huetamo, el cual fue depositado por corrientes de turbidez. Esta última secuencia puede representar entonces una cuenca asociada al arco magmático, donde las dimensiones, y posición exacta se desconocen. Estas secuencias fueron deformadas durante el Cenomaniano-Turoniano, y cabalgadas sobre la plataforma carbonatada de Morelos-Guerrero durante la orogenia Larámide.

#### VIII.-IMPLICACIONES METALOGENÉTICAS

El origen de las mineralizaciones de sulfuros masivos polimetálicos de la región de Tierra Caliente, puede ser explicado en términos del contexto geodinámico, de las características propias de las mineralizaciones y de la naturaleza del magmatismo asociado. La geología y yacimientos minerales de los depósitos de sulfuros masivos del sur de México está ampliamente documentada, por lo cual sólo se seleccionaron varios ejemplos de yacimientos para proponer su génesis.

Lorinci y Miranda (1978) han descrito la geología de la secuencia volcano-sedimentaria de Campo Morado, Gro., a la cual le asignan una edad aptiana, en base a la presencia de amonitas del género *Acanthohoplites* sp. Esta secuencia puede ser correlacionada con la secuencia volcano-sedimentaria del Aptiano-Albiano de Teloloapan. En este distrito minero, las mineralizaciones de sulfuros masivos estratiformes (lenticulares) y polimetálicos con pirita, esfalerita, calcopirita, tetraedrita, arsenopirita, marcasita y pirrotita, están encajonadas en brechas de lahar. En el área de Palmar Chico-Arcelia, estas brechas de lahar contienen esencialmente pirita y calcopirita diseminada (c.f. geología del área). Se piensa que se trata de mineralizaciones "retrabajadas", formadas a proximidad de centros exhalativos, pero redepositadas en los flancos de los estratovolcanes submarinos (Fig. 7).

Otro depósito de sulfuros masivos es el de Rey de Plata, Gro., el cual está encajonado en filitas y tobas ácidas de la secuencia volcano-sedimentaria, y consiste de bandas y lentes concordantes con la foliación de la roca. La mineralización consiste de galena argentífera, esfalerita y calcopirita, en una ganga de barita, cuarzo y calcita (Campa y Ramírez, 1979). Esta mineralización presenta características similares tanto a la de los depósitos de tipo Kuroko del Japón, como al tipo exhalativo-sedimentario (SEDEX) (Klauer y Large, 1980; Pouit, 1984).

Solís-Pichardo y Chiodi (1985) describen la mineralización de sulfuros masivos de Azulaquez, Gro. Dicha mineralización está encajonada en pizarras negras de la secuencia volcano-sedimentaria, la cual ocurre aquí a manera de ventanas tectónicas. La mineralización es lenticular y consiste de galena argentífera, esfalerita y calcopirita, donde la ganga está formada esencialmente de cuarzo, aunque existe también barita. Ella es similar al tipo SEDEX.

Las características de los yacimientos estratiformes de sulfuros masivos polimetálicos de la región de Tierra Caliente son así similares, en cuanto a paragénesis se refiere, al tipo Pb-Zn-Cu-Ag-pirita de

Hutchinson (1973), que correspondería al tipo de mineralización exhalativo submarino de Klau y Large (1980). Este tipo de yacimiento de sulfuros masivos está caracterizado por su íntima asociación con rocas volcánicas calco-alcalinas, variando en composición desde andesitas, dacitas hasta riolitas, su ocurrencia en centros dómicos asociados con actividad piroclástica ácida en un ambiente subacuoso y subaéreo, por un tipo de sedimentación predominantemente epiclástico, con sedimentos químicos subordinados, y por su relación con las últimas etapas de evolución en cinturones orogénicos (Hutchinson, 1973). Sin embargo, las características de los depósitos de sulfuros masivos encajonados en pizarras negras de la región de Tierra Caliente, son similares a las de los depósitos exhalativo-sedimentarios (SEDEX), descritos en otras cinturones metalogenéticos (Pouit, 1984), y aquéllos asociados con rocas volcánicas félsicas, al tipo Kuroko del Japón. Este último tipo de yacimientos está asociado a series calco-alcalinas formadas en la etapa de madurez de un arco magmático, y en particular al desarrollo de calderas resurgentes (Klau y Large, 1980). Por otra parte, las mineralizaciones de sulfuros masivos volcanogénicos encajonadas en rocas riolíticas son consideradas por Sillitoe (1982), como debidas a un régimen extensivo, lo que podría ser el caso para Tierra Caliente, dado el carácter transicional (toleítico-alcalino (?)) de algunos basaltos en la secuencia volcano-sedimentaria. Los depósitos de tipo exhalativo submarino y exhalativo-sedimentario, están caracterizados, según Large (1980) y Pouit (1984), por:

- Los sulfuros de la mena (pirita, esfalerita, galena, calcopirita y/o pirotita), en general de grano fino, son concordante con la laminación o estratificación de los sedimentos encajonantes, los cuales pueden ser clásticos, químicos o biológicos, y en general representados por lutitas negras y calizas. Los yacimientos alojados en rocas volcánicas son comunmente asociados con tobas ácidas, andesitas, basaltos y sedimentos volcanocásticos, o sus equivalentes metamórficos.

-La presencia de una zona de alteración hidrotermal (generalmente silicificación), adyacente o subyacente a la mineralización de sulfuros, y mineralizaciones subordinadas de stockworks y vetas.

-Un zoneamiento lateral (Cu-Pb-Zn) o vertical (Cu-Zn-Pb) de elementos en la mena.

-Distintas firmas isotópicas del S de los sulfuros metálicos, que sugiere una fuente profunda para el azufre en la galena y en la esfalerita.

-Los yacimientos de tipo SEDEX están en general reunidos en grupos, en áreas de 15-30 km de diámetro, e invariablemente existe uno de estos yacimiento que es el más importante.

-La mineralización ocurre en la mayor parte de los casos en un horizonte estratigráfico bien definido, o bien puede estar ligada a 1 o 2 horizontes estratigráficos particulares.

-Los yacimientos de tipo SEDEX se cuentan entre los más grandes productores de Pb-Zn-Cu-Ag y Ba en el mundo.

Según Klau y Large (1980) y Pouit (1984), estos depósitos están asociados a contextos geodinámicos particulares, en general a zonas de

tensión continental en relación con rifts: zonas de grandes grabens, límites inestables entre una cuenca y una plataforma, aulacogenos, grandes suturas intracontinentales, cuencas intracontinentales afectadas por un rifting intra-cratónico, etc.

Se propone entonces que las mineralizaciones de sulfuros masivos estratiformes polimetálicos (Pb-Zn-Cu-Au-Ag), encajonados en la secuencia volcano-sedimentaria metamorfozada del Jurásico superior-Cretácico inferior de la región de Tierra Caliente, fueron formados durante el Aptiano-Albiano, en un contexto de arco magmático oceánico, por procesos exhalativo-submarinos asociados al desarrollo de estratovolcanes emergentes, durante la etapa de madurez del arco, el cual fue posiblemente afectado por un régimen extensivo o de rifting. Los sulfuros masivos polimetálicos fueron depositados en las pizarras negras del Titoniano que constituyen el pedestal pre-volcánico de los edificios submarinos, y son los testigos de la existencia de pequeñas cuencas subsidentes, las cuales proporcionaron el ambiente euxínico propicio para la captura de la mineralización; en rocas volcánicas o piroclásticas ácidas formadas en las últimas etapas del volcanismo calco-alcalino (posiblemente acompañado de extensión o de rifting del arco), y finalmente, en brechas de lahar depositadas en los flancos de los edificios volcánicos, formando mineralizaciones "retrabajadas" (Fig. 7). El modelo aquí propuesto es compatible con la profundidad de formación de los yacimientos de tipo exhalativo submarino, los cuales se forman, según Large (1980), a una profundidad no mayor a los 400 m, bajo el nivel del mar; con la profundidad de ocurrencia de erupciones hidrovulcánicas de tipo Surtsey (~200 m, Kokelaar, 1983; Sheridan y Wholetz, 1983), y con la profundidad de ocurrencia del nivel de compensación de la presión, en rocas toleíticas (~100-200 m; Fisher, 1984; Kokelaar, 1986). Esta profundidad somera es corroborada en Campo Morado, donde la presencia de flujos de ceniza riolíticos e ignimbritas sugieren un ambiente de formación transicional entre subacuoso y subaéreo (Lorinci y Miranda, 1978). El modelo propuesto es también compatible con los tipos de mineralizaciones asociadas con estratovolcanes (Sillitoe y Bonham Jr., 1984) (Fig. 8), y con el modelo tectónico reciente de ocurrencia de sulfuros masivos volcanogénicos, los cuales están asociados a rocas toleíticas y calco-alcalinas formadas en contexto de subducción, y caracterizadas por un enriquecimiento intermedio en LILE (Sawkins, 1990).

Parece entonces evidente, que la presencia de series magmáticas diversificadas (toleítica madura y calco-alcalina), ocurriendo simultáneamente en una región, constituyen excelentes guías para prospectar por sulfuros masivos volcanogénicos. La presencia de estas series magmáticas para los terrenos mesozoicos en México viene de ser establecida (Ortiz-Hernández et al., 1991), y se muestra, con el ejemplo siguiente, que el modelo anterior puede asimismo ser aplicado a otras ocurrencias de sulfuros masivos en el país. En el distrito minero de Cuale, en el Estado de Jalisco, los sulfuros masivos volcanogénicos son lenticulares, su paragénesis está representada por pirita, calcopirita, esfalerita, galena, estromeyerita y freibergita, en una ganga de cuarzo, sericita, clorita, epidota, barita, calcita y yeso (Solís-Pichardo y Macías-Romo, 1985). Estos yacimientos se encuentran encajonados en lutitas negras que forman parte de una secuencia volcano-sedimentaria metamorfozada del Jurásico superior-Cretácico inferior, y presentan similitudes estrechas con los yacimientos del tipo Kuroko del Japón (Solís-Pichardo y Macías-Romo, 1985). Este yacimiento es similar a los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos de

Tierra Caliente, y podría estar asociado a las mismas estructuras paleovolcánicas y procesos exhalativos submarinos que dieron origen a éstos. Otras localidades propicias para la ocurrencia de este tipo de mineralizaciones, son los distritos mineros de Fresnillo y Francisco I. Madero, en el Estado de Zacatecas, donde secuencias volcano-sedimentarias del Cretácico inferior presentan afinidades magmáticas de toleitas maduras y calco-alcalinas (Yta, com. oral).

#### IX.-CRITERIOS DE PROSPECCION

Los criterios de prospección que podrían utilizarse para este tipo de yacimientos serían tanto litológicos como geoquímicos. Los primeros estarían encaminados a la definición de facies paleovolcánicas (Fig. 9), según los siguientes criterios:

-Facies centrales: presencia de brechas de lahar, abundantes domos félsicos (en general argilizados), abundantes diques doleríticos y/o microgabroicos, stocks pequeños de emplazamiento somero, aureolas de alteración hidrotermal (silicificación), presencia de pirita diseminada, flujos de lava de espesor considerable y rocas piroclásticas de grano grueso.

-Facies proximales: presencia de abundantes diques doleríticos o microgabroicos y rocas ácidas argilizadas, rocas volcanoclásticas de grano grueso, brechas de lahar, flujos de lava de espesor considerable y abundancia de pirita diseminada.

-Facies distales: presencia de pedernal, depósitos de toba y pedernal, tobas de grano fino, ausencia o rareza de diques básicos, presencia de sedimentos finamente estratificados.

Las rocas propicias para la ocurrencia de la mineralización lo constituyen indiscutiblemente las pizarras negras, las brechas de lahar, y las lavas o tobas ácidas.

Desde el punto de vista geoquímico, se puede utilizar el zoneamiento tanto lateral  $Cu \rightarrow Pb \rightarrow Zn \rightarrow (Ba)$  como vertical  $Cu \rightarrow Zn \rightarrow Pb \rightarrow (Ba)$  (Large (1980), y la geoquímica de las exhalitas (Roobol y Hackett, 1987).

De acuerdo con este modelo de arco magmático asociado al desarrollo de estratovolcanes submarinos emergentes, los sulfuros masivos estratiformes polimetálicos de la región de Tierra Caliente serían los productos proximales asociados a centros exhalativos, desarrollados superficialmente (a menos de 200 m de profundidad), mientras que algunas vetas de  $Au-Cu-Pb$  o  $Au-Ag-Cu$  de la región de Bejucos, y stockworks de  $Au-Ag$  (p.e. Pinzán Morado), podrían ser mineralizaciones epigenéticas, y representarían depósitos formados a mayor profundidad, emplazados a lo largo de fracturas de los edificios volcánicos (Fig. 8). El plutonismo y tectonismo de la orogenia Larámide, habrían producido la removilización de estas mineralizaciones, y su emplazamiento a lo largo de fallas. Proceso similar al descrito por González-Partida (1983) para el caso de los yacimientos polimetálicos de Miahuatlán, Temascaltepec y Sultepec, en el Estado de México.

#### AGRADECIMIENTOS

El trabajo de exploración geológico-minera de la región de Cutzamala, Gro., fue iniciado por los geólogos de la Gerencia de Estudios Especiales del Consejo de Recursos Minerales, en 1985. Entre ellos se puede citar a los Ings. Alfonso Mendoza Flores, Juana López Trinidad, Miguel Angel Friás y José Luis Jiménez, a quienes los autores hacen patente su agradecimiento, por introducirlos en la complejidad de la región de Tierra Caliente, y por su asistencia en el campo. Los autores manifiestan asimismo su agradecimiento a las autoridades del Consejo de Recursos Minerales, por permitir la publicación del presente trabajo, y en especial al Ing. José Cárdenas Vargas, Gerente de Evaluación, por su apoyo técnico y su disponibilidad; y al Ing. Jorge Fernández Fuentes, residente del Estado de Guerrero, por su asistencia en el trabajo de campo. Se agradece asimismo al CONACYT y a DBT-C.N.R.S. "Bilan de la Terre" y Ministère des Affaires étrangères de Francia, el apoyo económico brindado.

#### BIBLIOGRAFIA

- Barros, J.A., Lang, H. y Johnson, C.A., 1989, Thrust tectonics and Laramide deformation in Taxco. Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, v. 21, nº 6, p. 91.
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981, Basaltic volcanism on the terrestrial planets. Pergamon Press. Inc., 1286 p., New York.
- Campa, María, F., Campos, Mario, Flores, Roberto y Oviedo, Ramón, 1974, La secuencia mesozoica volcánico-sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Méx.- Teloloapan, Gro. Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. XXXV, p. 7-28.
- Campa, M.F., Flores, R., Guerrero, P., Limón, M., Ramírez, J. y Vázquez, M., 1977, La evolución tectónica y la mineralización en la región de Valle de Bravo, Méx. e Iguala, Gro. A.I.M.M.G.M., Mem. téc., v. XII, p. 143-169.
- Campa, María, F., 1978, La evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero. Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. XXXIX, p. 52-64.
- Campa, María, F. y Ramírez, Joel, 1979, La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Univ. Autón. Guerrero, serie técnico-científica, v. 10, 28 p.
- Campa, María, F., Ramírez-Espinoza, Joel y Coney, P.J., 1981, Conjuntos estratotectónicos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los Estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos. Univ. Autón. Guerrero, serie técnico-científica, 101 p.
- Campa, María, F. y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 1040-1051.
- Córdoba, D.A., Tardy, M., Campa, M.F y Rangin, C., 1980, Le Mexique mésogéen et le passage au système cordillérain de type Californie. Cong. Geol. Int., XXVI, p. 18-29, París.
- Cserna, Z. de, 1955, Bosquejo geológico a lo largo del camino entre Teloloapan y Arcelia, Estado de Guerrero. Con. Rec. Nat. no Ren., informe inédito.
- Cserna, Z. de, Fries, C., Rincón, O., Solorio, M. y Schmitter, V., 1975, Edad Precámbrica tardía del Esquisto Taxco, Estado de Guerrero. Bol. Asoc. Geol. Pet., v. XXVI, nº 4-6.
- Cserna, Z. de, 1978, Notas sobre la geología de la región comprendida entre Iguala, Ciudad Altamirano y Temascaltepec, Estados de Guerrero y México. Soc. geol. Mex., IX Conv. Geol. Nal., México, D.F.. Libro-guía de la excursión geológica a Tierra Caliente, Estados de Guerrero y México.

- Rodolfo del Arenal (ed.), p. 1-25.
- Cserna, Z. de, Palacios-Nieto, M. y Pantoja-Alor, J., 1978, Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología Revista, v. 2, p. 8-18.
- Cserna, Z. de, 1982/1983, Hoja Tejupilco 14Q-g(9), con resumen de la geología de la Hoja Tejupilco, Estados de Guerrero, México y Morelos. Univ. Nal. Autón. México, Inst. de Geología, Carta Geológica de México, serie de 1: 100,000, mapa con texto, 46 p.
- Dávila-Alcocer, V.M. y Guerrero-Súastegui, M., 1990, Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcánica-sedimentaria al oriente de Arcelia, Edo. de Guerrero. In: Resúmenes de la Convención Geológica Nacional, p. 83, Soc. Geol. mexicana, México, D.F..
- Delgado-Argote, Luis, A., López-Martínez, M., York, D. y Hall, C.M., 1990, Geology and geochronology of ultramafic localities in the Cuicateco and Tierra Caliente complexes, southern Mexico. Annual Meeting of the Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, p. 326; Dallas/Texas, U.S.A.
- Díaz-García, V., 1980, Las rocas metamórficas de la región de Zacualpan, Estado de México. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología Revista, v. 4, p. 1-12.
- DePaolo, D.J., 1988, Neodymium isotope geochemistry. An introduction. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New-York-London-Paris-Tokyo. 187 p.
- Eliás-Herrera, M., 1989, Geología metamórfica del área San Lucas del Maíz, Estado de México. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 105, 79 p.
- Eliás-Herrera, M. y Lozano-Santa Cruz, R., 1990, Evidencias de "décollement" en niveles inferiores del complejo metamórfico Tierra Caliente. In: Resúmenes de la Convención Geológica Nacional, p. 35-36; Soc. Geol. mexicana, México, D.F..
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J. y O'Nions, R.K., 1978, Rare-Earth abundances in chondritic meteorites. Geochim. Cosmoch. Acta, v. 42, p. 1199-1212.
- Fisher R.V., 1984, Submarine volcanoclastic rocks. In: Kokelaar, B.P. y Howells, M.F. (eds.). Marginal basin geology: Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins. Geological Society of London Special Publication, nº 16, p. 5-27.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U., 1984, Pyroclastic rocks. Springer Verlag, Berlin, 472 p.
- Fries, C. Jr., Bohnenberger, T. O. y Cserna, Z. de, 1957, Geología a lo largo de la carretera entre México, D.F. y Acapulco, Gro., vía Taxco y Chilpancingo. Cong. Geol. Internal., 20, libro-guía de excursiones A-9 y C-12, 154 p.
- Fries, C. Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 60, 236 p.
- Garza-González, V., C., 1980, Relaciones geológicas y metalogenéticas para evaluar el potencial económico-minero y perspectiva de la prospección en las depresiones de Tejupilco y Zacualpan, Edo. de México. In: Memoria del VIII Seminario Interno sobre Exploración Geológico-Minera, C.R.M., p. 65-95.
- González-Partida, E., 1983, Los yacimientos polimetálicos Au-Ag de Tierra Caliente: proposición de un modelo de removilización sobre Mihahuatlán, Temascaltepec y Sultepec, Edo. de Méx., en base a los isótopos de azufre. Geomimet, nº 121, p. 77-91.
- Hutchinson, R.W., 1973, Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. Econ. geol., v. 68, p. 1223-1246.
- Jakes, P. y Gill, J., 1970, Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. Earth. Planet. Sci. Lett., v. 83, p. 29-40.
- Johnson, C.A., 1990, Stratigraphy and structure of the San Lucas Area, Michoacán and Guerrero states, southern Mexico. Doctoral dissertation. University of Miami, U.S.A., 221 p. (inédito).
- Klau, W. y Large, D.E., 1980, Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposits. A discussion of their classification and metallogenesis. Geol. Jb., v. 40, p. 13-58.
- Kokelaar, B.P., 1983, The mechanism of Surtseyan volcanism. J. geol. Soc. London, v. 140, p. 939-944.
- Kokelaar, B.P., 1986, Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. Bull. Volcanol., v. 48, p. 275-289.
- Large, D.E., 1980, Geological parameters associated with sediment-hosted, submarine exhalative Pb-Zn deposits: an empirical model for mineral exploration. Geol. Jb., v. 40, p. 59-129.
- Lorinczi, G.I. y Miranda, J.C., 1978, Geology and massive sulfide deposits of Campo Morado, Guerrero, Mexico. Econ. Geol., v. 73, p. 180-191.
- Mauvois, R., 1977, Cabalgamiento miocénico (?) en la parte centromeridional de México. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología Revista, v. 1, p. 48-63.
- Mendoza-Flores, A., Morales-Narváez, V.M., López-Trinidad, J. y Frías-González, M.A., 1985, Estudio geológico-minero del área Cutzamala, Gro. Informe de avance 1985. Informe interno del Consejo de Recursos Minerales, Archivo Técnico, 51 p. (inédito).
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. Geofis. Int., v. 20, nº. 3, p. 177-202.
- Ortiz-Hernández Luis Enrique, Lapiere, H. e Yta, M., 1991, Upper Jurassic-Early Cretaceous tholeiitic and calc-alkaline arc series in Mexico: Implications for the magmatic evolution of the Mexican Cordillera. Memoria del Simposio sobre la Evolución Geológica de México. Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología. Pachuca, Hgo. p. 147-149.
- Ortiz, Enrique, Lapiere, H. y Talavera, Oscar, 1991, The Palmar Chico-Arcelia tholeiitic and calc-alkaline volcano-sedimentary sequences: evidence of submarine stratovolcanoes in the Late Jurassic-Early Cretaceous intra-oceanic island arc of southern Mexico. European Union of Geosciences, Strasbourg, France (abstracts).
- Ortiz-Hernández, L.E. y Lapiere, H., 1991, Field, petrological and geochemical evidences for the intra-oceanic environment of the Upper Jurassic-Early Cretaceous Palmar Chico-Arcelia arc sequence (southern Mexico). Memoria del Simposio sobre la Evolución Geológica de México. Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología.
- Pantoja-Alor, J., 1959, Estudio geológico de reconocimiento de la region de Huetamo, Estado de Michoacán. Cons. Recursos Nat. no Renovables, Bol. 50, 36 p.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: continental basaltic and mantle xenoliths, Hawkesworth C.J. & Norry M.J. (eds.). Shiva Publishing, p. 230-249, Nantwich.
- Pouit, G., 1984, Les gisements à sulfures massifs exhalatifs-sédimentaires: une mise au point sur leur classification et la méthodologie de leur recherche. Chron. rech. min., nº 476, p. 31-34.
- Ramírez-Espinosa, J., Campa-Uranga, M.F., Talavera-Mendoza, O. y Guerrero-Suastegui, M., 1991, Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas. Memoria de la Convención

sobre la evolución geológica de México-Primer Congreso mexicano de mineralogía. Pachuca, Hgo., Junio 23-28 de 1991, p. 163-166.

Roobol, M.J. y Hackett, D., 1987, Paleovolcanic facies and exhalite geochemistry: guides for selecting exploration areas in volcano-sedimentary complexes. *Econ. Geol.*, v. 82, p. 691-705.

Ruiz, J., Centeno-García, E., Coney, P.J., Patchett, P.J. y Ortega-Gutiérrez, F., 1991, El terreno Guerrero y su posible correlación con el basamento de la región del Caribe. Memoria de la Convención sobre la evolución geológica de México-Primer Congreso mexicano de mineralogía. Pachuca, Hgo., Junio 23-28 de 1991, p. 192-193.

Salazar, M.S., 1972, Estudio geológico regional del prospecto Altamirano, PEMEX IGPR-097 (inédito).

Salazar, M.S., 1973, Prospecto Altamirano, area Huetamo, PEMEX IGPR-114 (inédito).

Sánchez-Zavala, J.L. y Elías-Herrera, M., 1991, Metamorfismo de facies prehnita-pumpellyita en las rocas volcánicas cretácicas de arco de islas de la porción sudoccidental del Estado de México. Memoria de la Convención sobre la evolución geológica de México-Primer Congreso mexicano de mineralogía. Pachuca, Hgo., Junio 23-28 de 1991, p. 201-203.

Sawkins, F.J., 1990, Integrated tectonic-genetic model for volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Geology*, v. 18, p. 1061-1064.

Schmid, R., 1981, Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematic of igneous rocks. *Geology*, v. 9, p. 41-43.

Sheridan, M.F. y Wholetz, K.H., 1983, Hydrovolcanism: basic considerations and review. In: Sheridan, M.F. y Barberi, F. (eds.). *Explosive volcanism*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 17, p. 1-29.

Sillitoe, R.H., 1982, Extensional habitats of rhyolite-hosted massive sulfide deposits. *Geology*, v. 10, p. 403-407.

Sillitoe, R.H. y Bonham Jr., H.F., 1984, Volcanic landforms and ore deposits. *Econ. Geol.*, v. 79, p. 1286-1298.

Solís-Pichardo, G.N. y Chiodi, M., 1985, Estudio metalogénico de los sulfuros masivos de Azulaquez, Mpio. de Ixcapuzalco, Edo. de Guerrero. Informe interno del Consejo de Recursos Minerales, Archivo Técnico, 50 p. (inédito).

Solís-Pichardo, G.N. y Macías-Romo, C., 1985, Metalografía, microtermometría e isotopía de azufre en el distrito minero de Cuale, Jalisco. *Geomimet*, v. 137, p. 12-49

Talavera, Oscar, 1990, Les séries calco-alcalines de l'Albo-Aptien de Teloloapan (Etat de Guerrero): dernières manifestations volcaniques de l'arc intra-océanique mésozoïque des cordillères nord-américaines. *Mémoire D.E.A., Université d'Orléans, France*, 79 p. (inédito).

Williams, H. y Mc Birney, A.R., 1979, *Volcanology*. San Francisco, Freeman, p. 311-318.

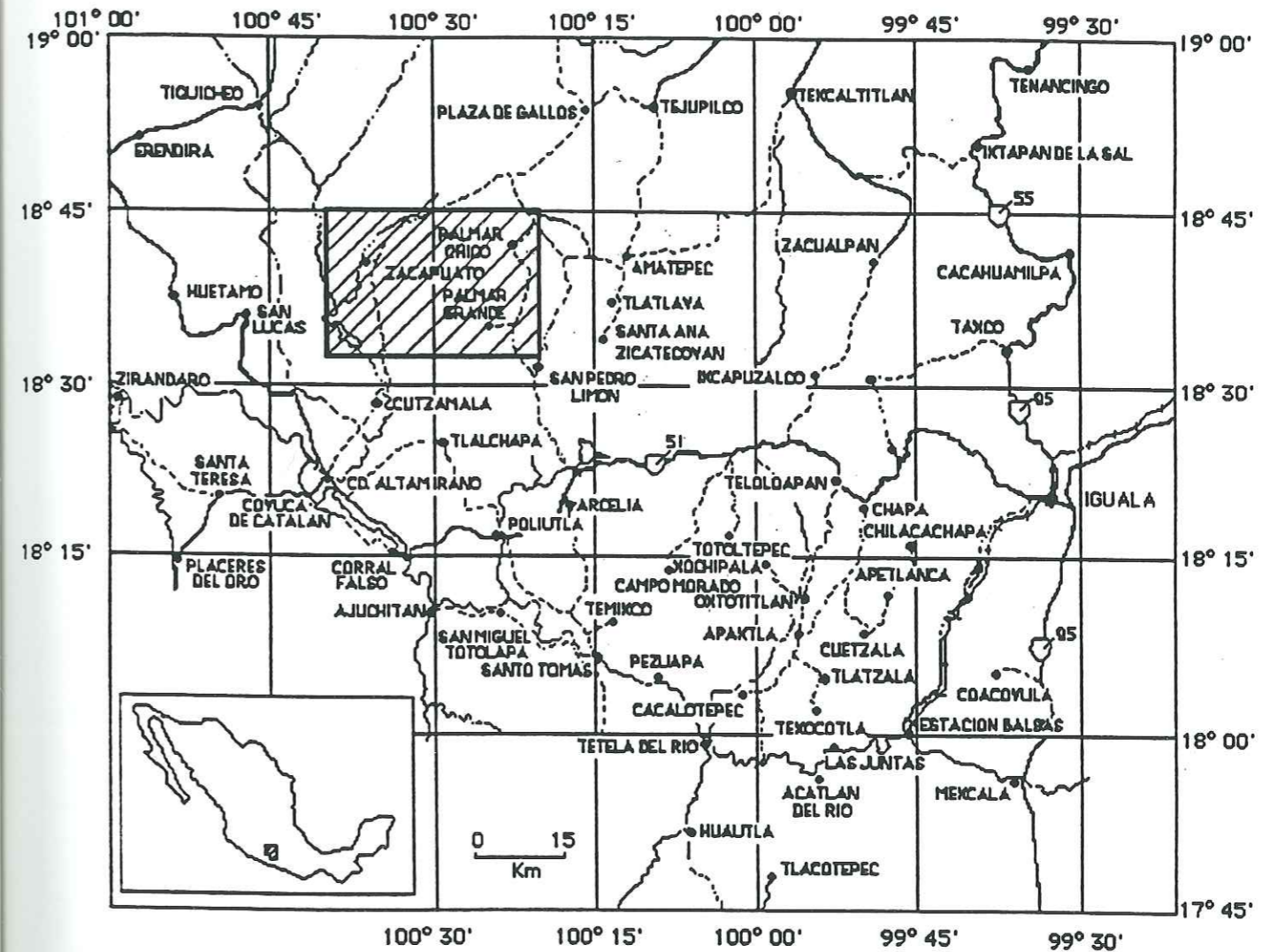


Fig. 1.- Carta de localización geográfica de la región de Tierra Caliente y área Palmar Chico, Edo. de Méx.

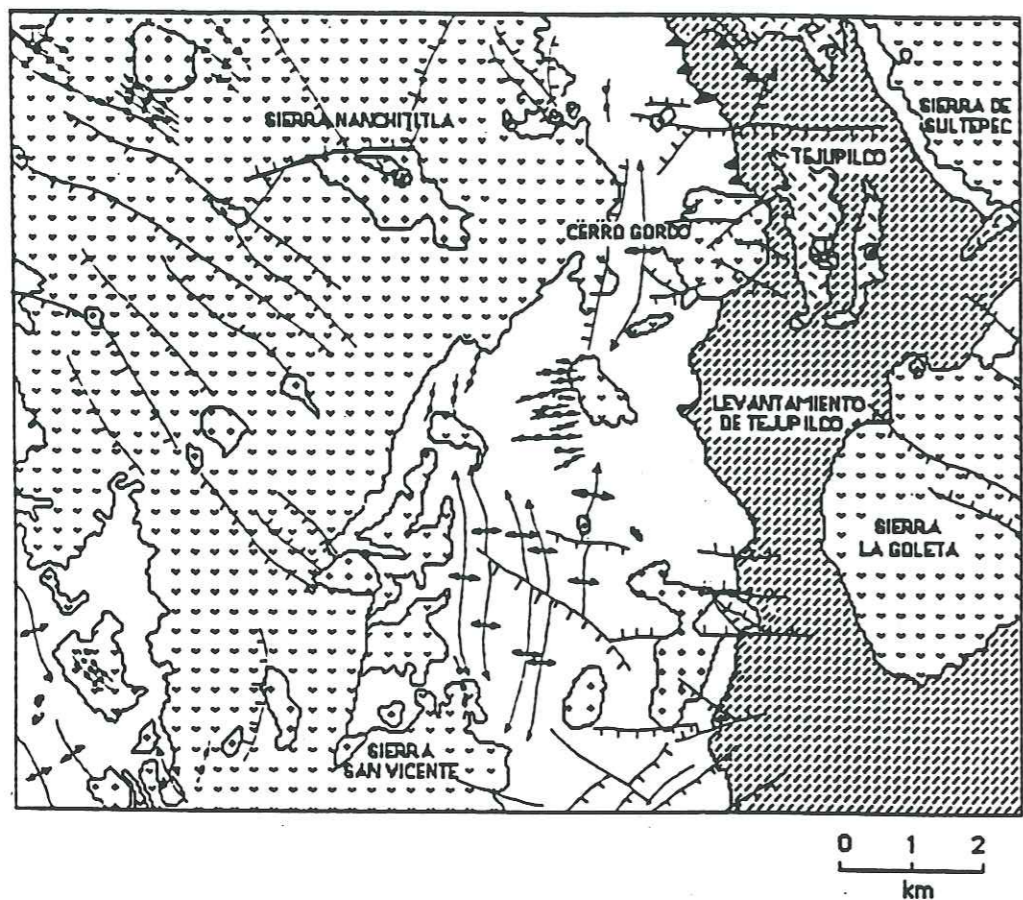


Fig. 2.- Bosquejo geológico de la región de Tierra Caliente, Gro. (según de Cserna, 1982/1983).

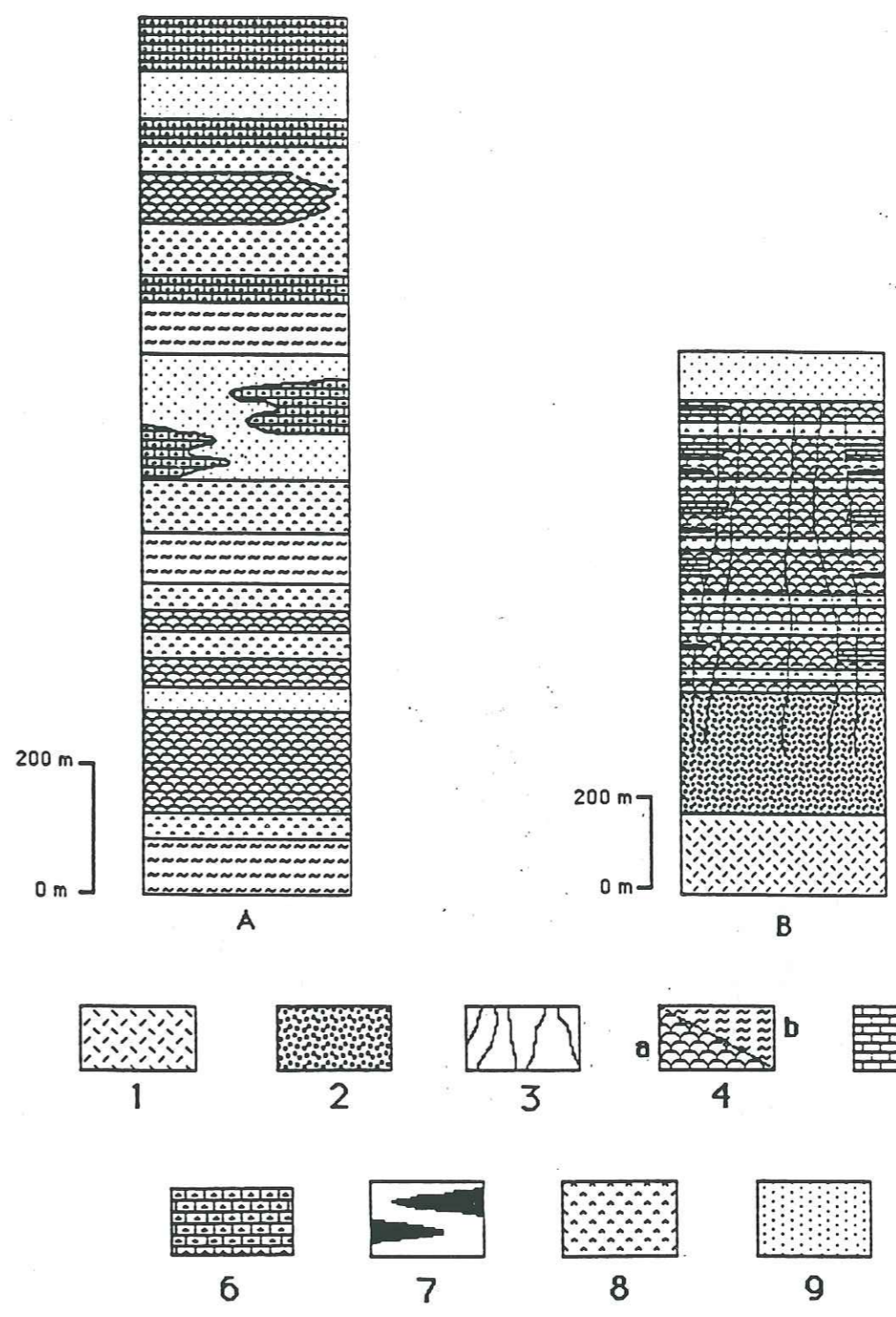


Fig. 3A y B.-Columnas litoestratigráficas simplificadas de la región de: (A).-Teloloapan, Gro. (según Talavera, 1990) y (B).- Palmar Chico-Arcelia, Edos. de Méx. y Gro. (según Ortiz et al., 1991).  
 1.-Cumulados ultrabásicos y gabros; 2.-Dioritas de anfíbol; 3.-Diques de dolerita y de microgabro del Albiano; 4.-Lavas (a): almohadilladas y (b): masivas basálticas y andesíticas; 5.-Calizas micríticas; 6.-Formaciones calcareo-detriticas del Aptiano-Albiano; 7.-Radiolaritas; 8.-Rocas piroclásticas; 9.-Rocas volcanoclásticas.

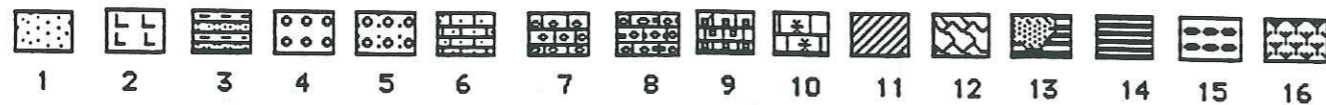
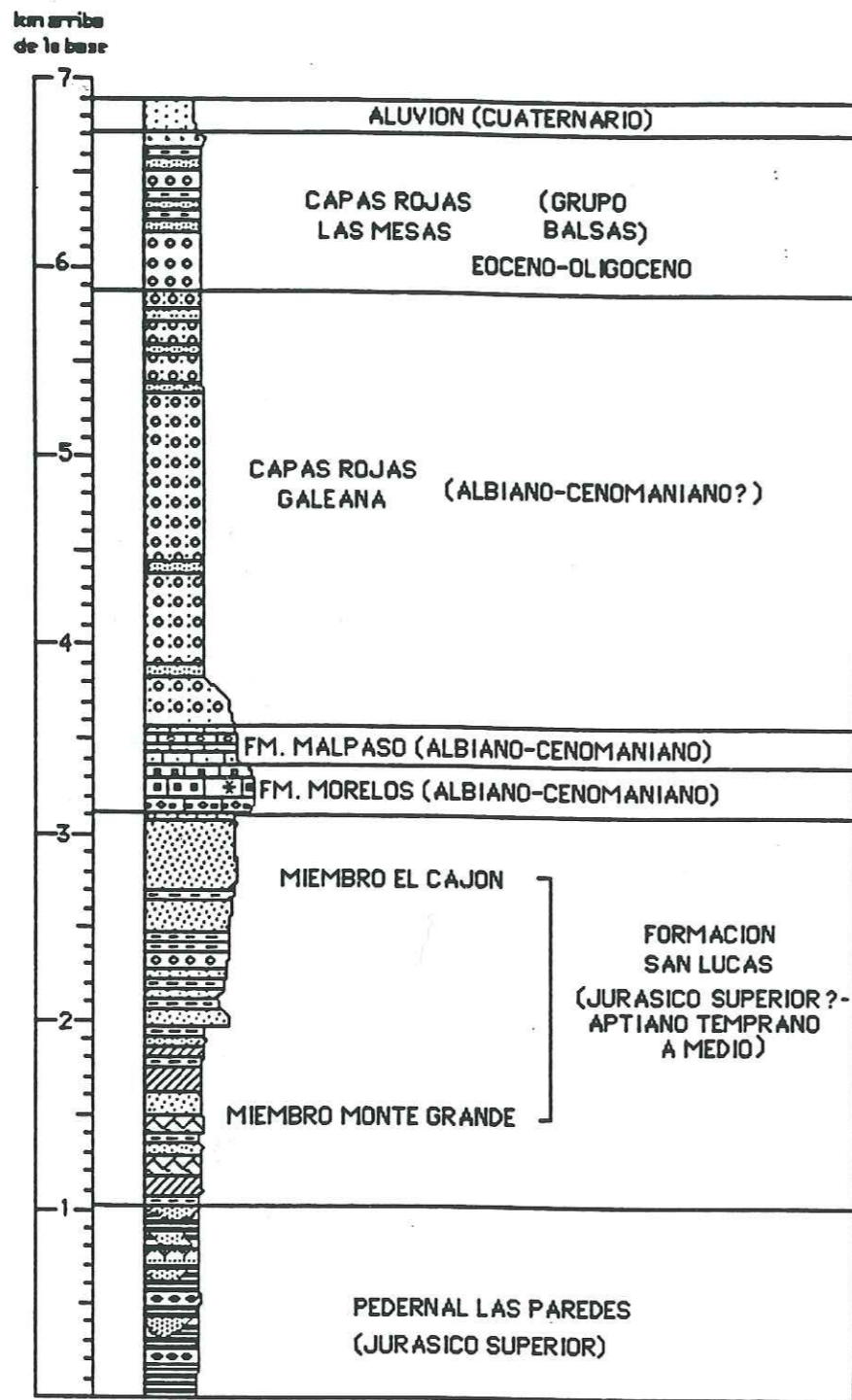


Fig. 3C.-Columna litoestratigráfica de la secuencia volcánico-sedimentaria de Huetamo, en el área de San Lucas, Mich. (según Johnson, 1990; modificada).  
 1.- Areniscas líticas; 2.- Rocas volcánicas indiferenciadas; 3.- Interestratificación de areniscas y lutitas; 4.- Conglomerados; 5.- Conglomerados calcáreos; 6.- Calizas arcillosas y areniscas; 7.- Calizas nodulares; 8.- Calizas conglomeráticas; 9.- Calizas masivas; 10.- Calizas masivas fosilíferas; 11.- Areniscas y lutitas turbidíticas; 12.- Sedimentos de slump; 13.- Conglomerados y areniscas; 14.- Pedernales laminados; 15.- Areniscas pedernalosas; 16.- Basaltos almohadillados.

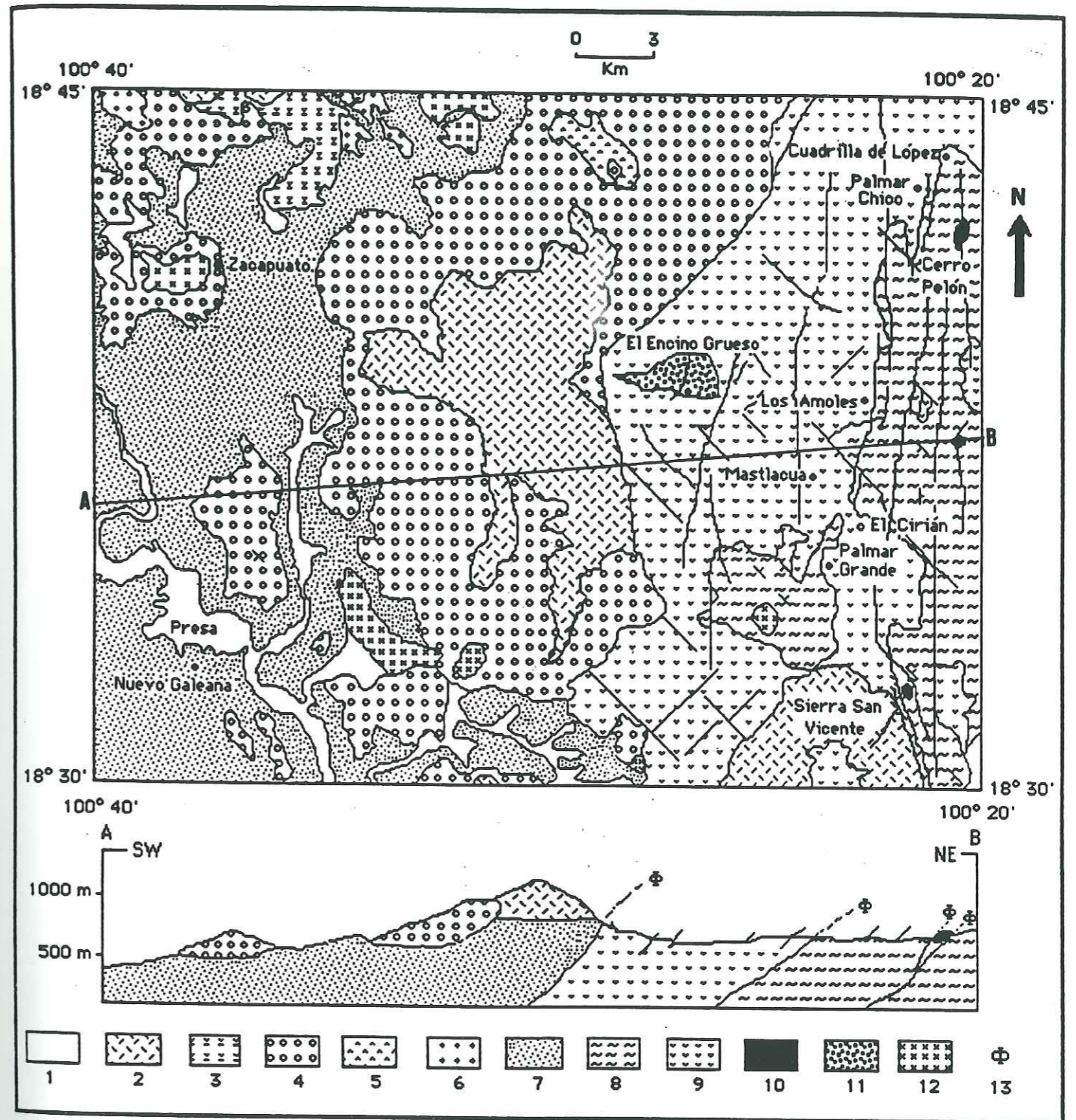


Fig. 4.- Mapa geológico a semi-detalle (escala 1 : 50,000) de la región de Palmar Chico, estados de México y Guerrero (según Mendoza-Flores et al., 1985; modificado).

- 1.- Aluvión; 2.- Ignimbritas riolíticas de la Formación Tilzapotla (Eoceno-Oligoceno); 3.- rocas volcánicas y piroclásticas del Oligoceno (?); 4.- Capas rojas continentales de la Formación Balsas (Eoceno-Oligoceno); 5.- Rocas volcánicas indiferenciadas; 6.- Intrusivos graníticos del Terciario; 7.- Capas rojas mesozoicas (Albiano-Cenomaniano ?); 8.- Pizarras negras del Titiánico y sedimentos pelágicos del Albiano-Cenomaniano; 9.- Rocas volcánicas y diques del Albiano; 10.- Cumulados ultrabásicos; 11.- Gabros cumulados; 12.- Dioritas de anfíbol; 13.- Contacto tectónico.



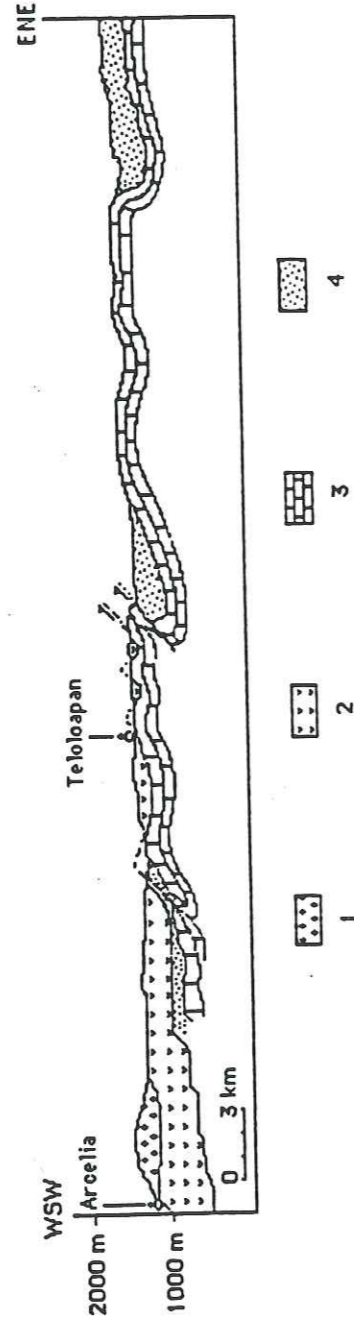


Fig. 5.- Sección geológica simplificada entre Arcelia y Teloloapan, Gro., mostrando las relaciones tectónicas entre la secuencia volcano-sedimentaria metamorfizada del Jurásico superior-Cretácico inferior y las series carbonatadas de plataforma (según Córdoba et al., 1980).

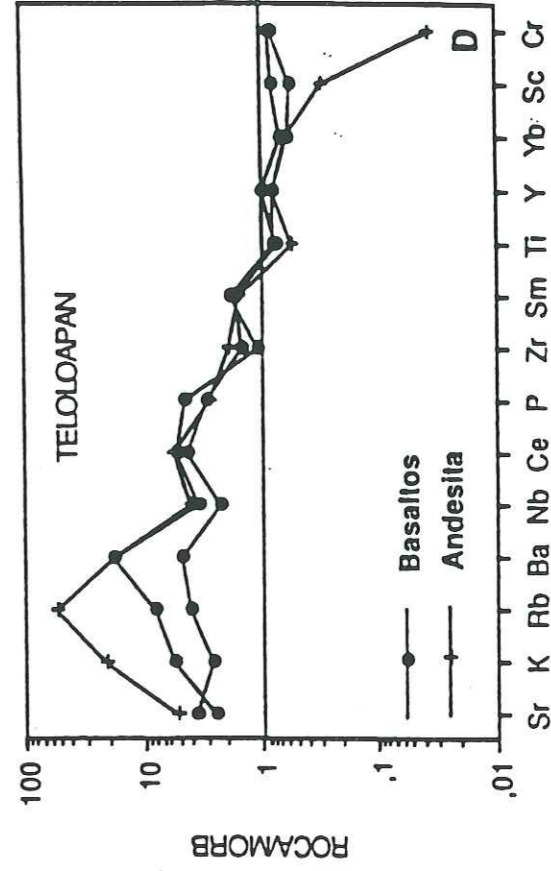
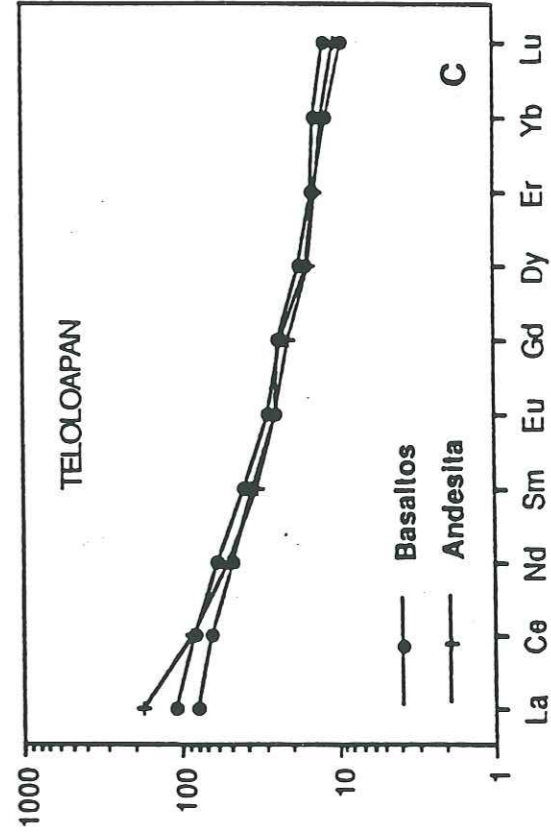
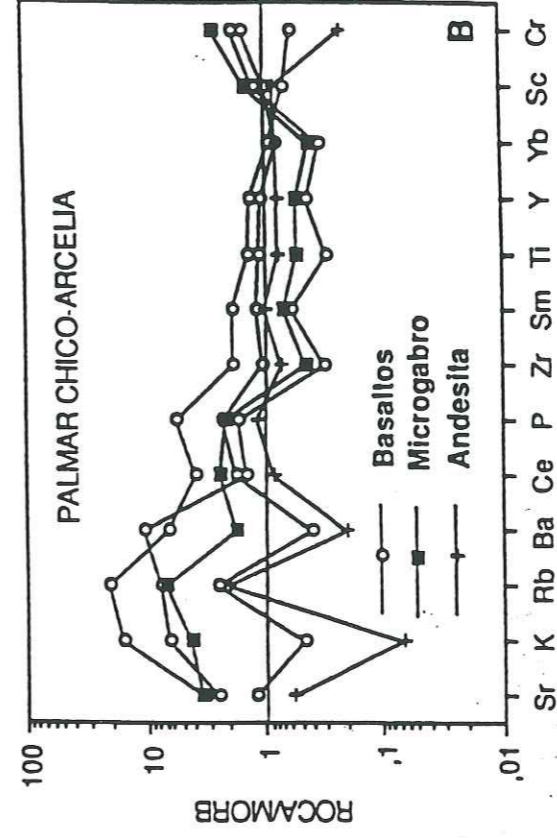
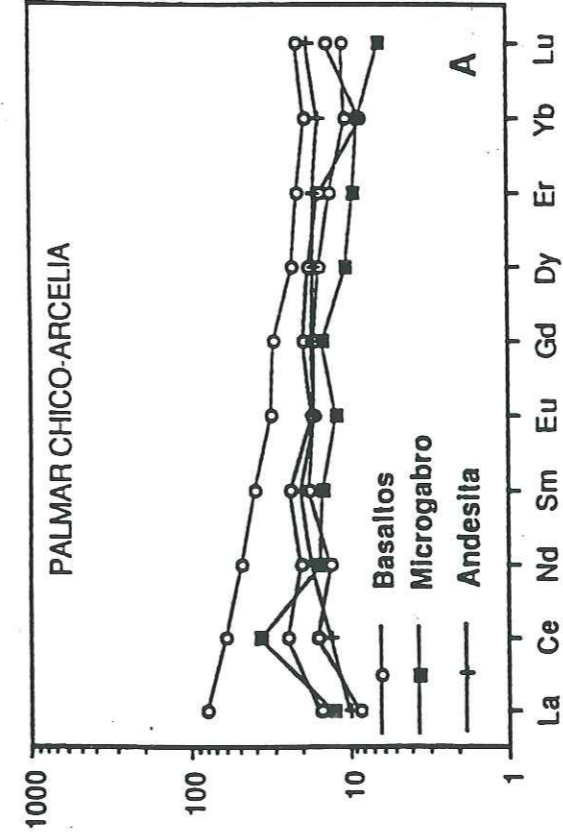


Fig. 6.- Espectros de tierras raras normalizados con respecto a condritas (valores de normalización de Jørgensen et al., 1978) y diagramas de normalización con respecto a MORB (según Pearce, 1983), de las rocas magmáticas de Palmar Chico-Arcelia (A y B) y Teloloapan (C y D).

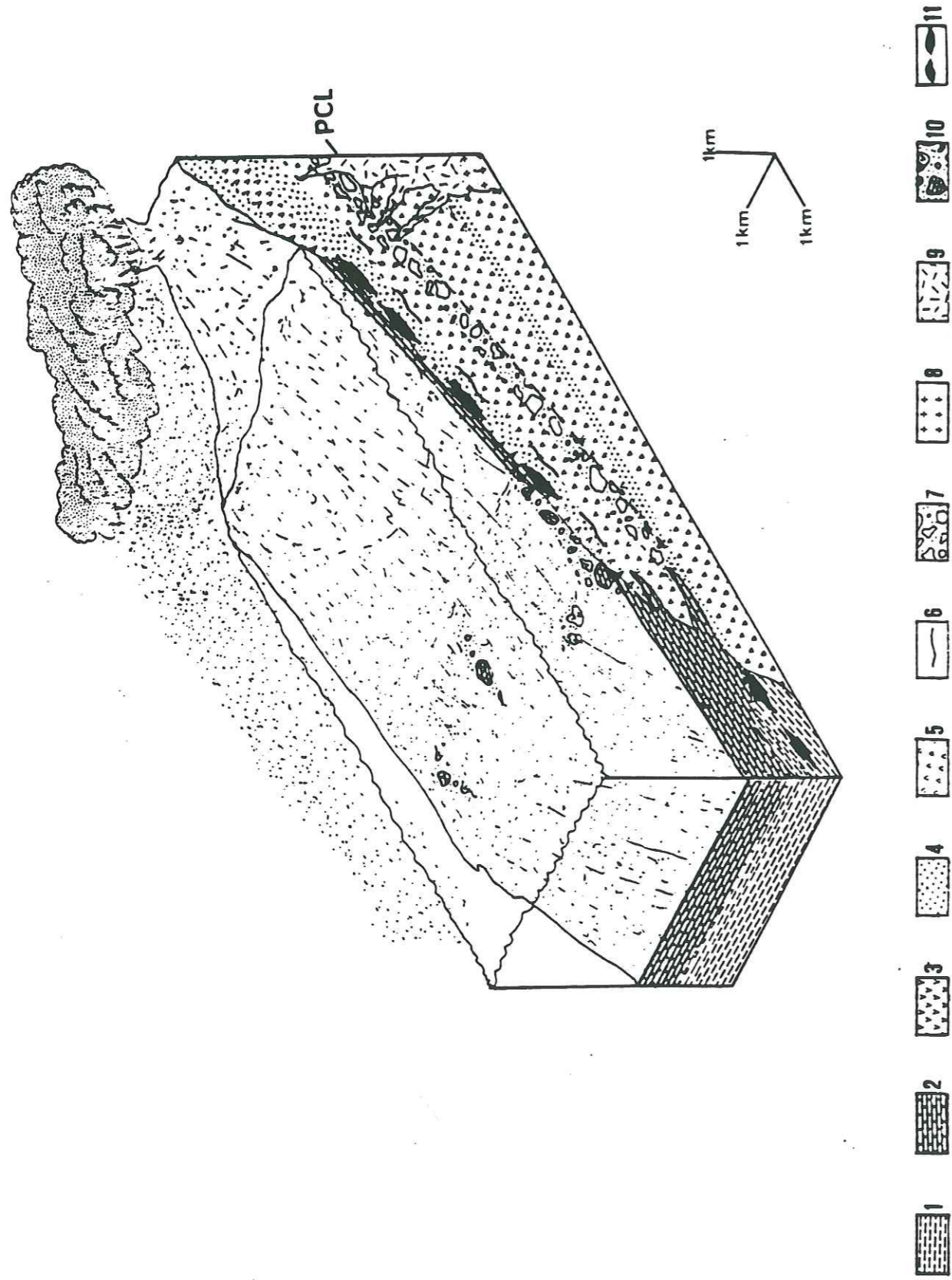


Fig. 7.-Modelo general de un estratovolcán submarino de la región de Tierra Caliente y distribución de los sulfuros masivos estratiformes polimetálicos asociados.

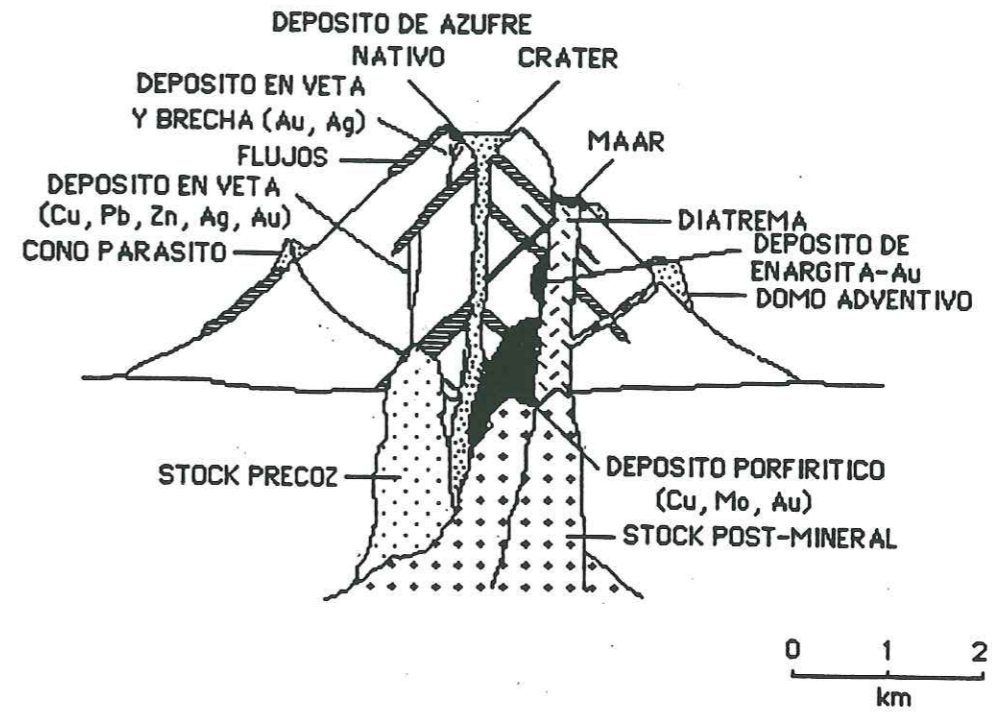


Fig. 8.- Modelo idealizado de posibles tipos de mineralizaciones asociadas a un estratovolcán (según Sillitoe y Bonham Jr., 1984).

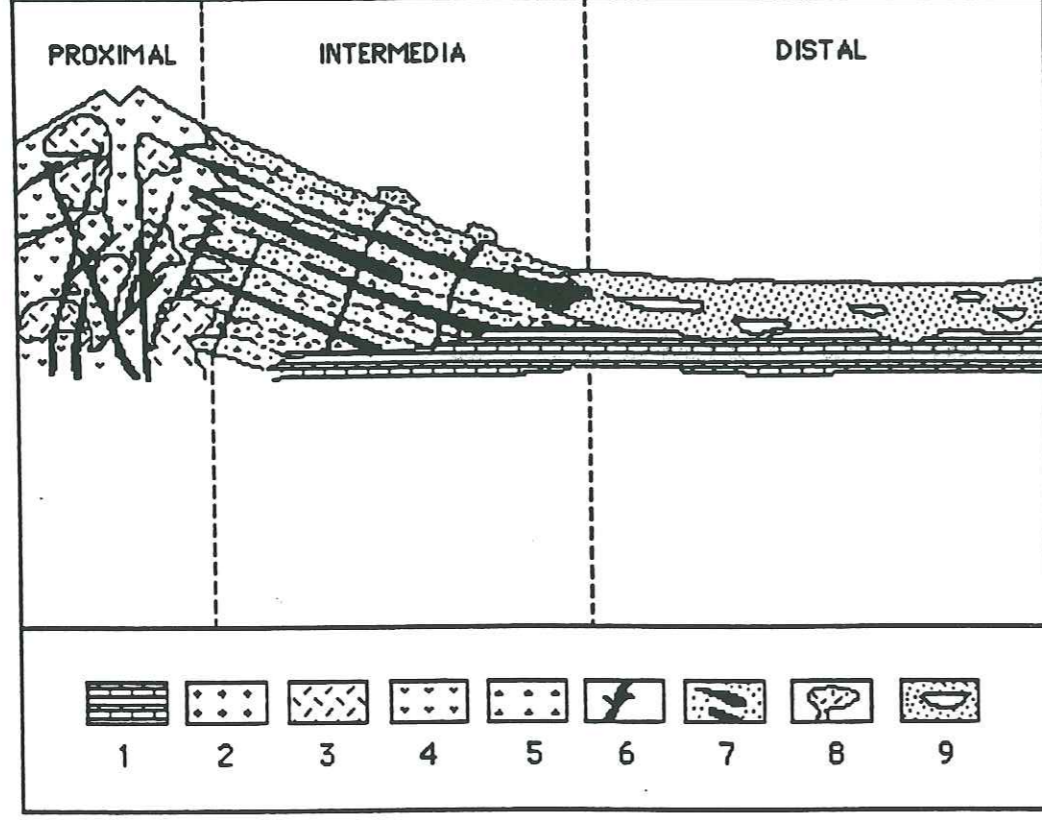


Fig. 9.- Principales facies constitutivas de un volcán central (según Williams y Mc Birney, 1979).  
 1.- Basamento pre-volcánico; 2.- Intrusivo subvolcánico; 3.- Domos felsíticos; 4.- Relleno de cráter y lavas; 5.- Tefra estratificada, aglomerados y brechas; 6.- Chimeneas brechadas y/o diques; 7.- Flujos de lava interestratificados con tefra, rocas volcanoclásticas y lahares; 8.- Conos parásitos y/o domos extrusivos; 9.- Tefra laminada interestratificada con lahares, rocas volcanoclásticas o ignimbritas.

	TX-92	CP-1A	TX 104	TX-105A	TX107	AM-141	T-220	TX-57	TX-36
	Basalto	Basalto	Basalto	Microgabro	Andesita	serpentinita	Basalto	Basalto	Andesita
SiO <sub>2</sub>	51,30	46,02	47,84	45,28	54,17	41,6	49,09	51,20	57,65
TiO <sub>2</sub>	0,44	1,60	1,97	0,79	1,10	0,01	1,20	1,12	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,26	15,20	18,50	13,46	14,50	trazas	17,64	15,53	17,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,92	9,62	8,39	9,80	10,63	7,76	8,33	8,69	6,75
MnO	0,14	0,12	0,05	0,14	0,15	0,17	0,15	0,08	0,08
MgO	9,13	5,80	3,08	10,51	5,37	40	4,82	5,47	1,75
CaO	8,38	10,97	6,69	12,41	5,34	0,1	6,50	9,74	5,98
Na <sub>2</sub> O	2,34	3,79	4,48	1,46	4,80	0,06	5,22	2,63	3,00
K <sub>2</sub> O	0,96	0,07	2,41	0,65	0,01	-	0,81	0,40	3,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,27	1,97	0,26	0,14	-	0,53	0,35	0,34
P.F.	3,70	6,53	5,73	4,97	3,67	11,06	5,78	4,48	2,68
Total	98,77	99,99	99,77	99,73	99,88	100,75	100,07	99,69	99,23
Ni	98,77	143,00	46,00	140,00	28,00	-	80,00	58,00	6,00
Cr	93,00	347,00	135,00	638,00	54,00	-	194,00	205,00	9,00
V	429,00	221,00	216,00	279,00	293,00	-	177,00	206,00	122,00
Y	241,00	28,00	38,00	16,00	25,00	-	23,60	29,11	23,78
Nb	-	-	-	-	-	-	12,00	8,00	14,00
Zr	28,00	93,00	167,00	40,00	65,00	-	99,00	135,00	174,00
La	3,48	4,51	19,84	3,12	2,44	-	26,62	19,78	28,70
Ce	13,93	17,18	38,05	23,61	8,42	-	53,30	42,11	54,28
Nd	5,61	11,48	22,92	7,18	8,04	-	28,27	22,95	24,90
Sm	1,94	3,77	6,06	2,27	3,14	-	6,19	5,52	5,20
Eu	0,52	1,43	1,79	0,70	0,96	-	1,68	1,45	1,45
Gd	2,11	4,39	6,08	3,00	3,49	-	4,94	4,94	4,31
Dy	1,92	4,79	5,81	2,57	4,20	-	4,09	4,53	3,81
Er	1,25	2,71	3,42	1,50	2,75	-	2,31	2,46	2,29
Yb	1,13	2,57	3,03	1,37	2,56	-	1,92	2,32	2,10
Lu	0,16	0,39	0,53	0,16	0,45	-	0,23	0,31	0,26
(La/Yb)N	2,079	1,18	4,35	1,54	0,64	-	9,358	5,755	9,225

Tabla 1.- Análisis químicos representativos de las rocas magmáticas de la secuencia volcanosedimentaria de Tierra Caliente. Elementos mayores en % en peso, traza y tierras raras en ppm. Las muestras TX-92, CP-1A, TX-104, TX-105A, TX-107 y AM-141 proceden de la región de Palmar Chicho-Arcelia. Las muestras T-220, TX-57 y TX-36 proceden de Telolopan y fueron muestreadas y analizadas por Talavera (1990). P.F.= Pérdida por fusión.

**Caractérisation, genèse et évolution géodynamique du "Guerrero terrane"  
(Mexique occidental)**

H. LAPIERRE

Unité associée n° 69 du Centre National de la Recherche Scientifique, Laboratoire de Géodynamique des chaînes alpines, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue Gignoux, F. 38031 Grenoble CEDEX.

M. TARDY

Unité associée n° 69 du Centre National de la Recherche Scientifique, Laboratoire de Géodynamique des chaînes alpines, Université de Savoie, B. P. 1104, F. 73011 Chambéry CEDEX

C. COULON

Unité associée n° 1277 du Centre National de la Recherche Scientifique, Laboratoire de Pétrologie magmatique, Université d'Aix-Marseille III, B. P. 441, F. 13397 Marseille CEDEX.

E. ORTIZ HERNANDEZ

Laboratoire de Géodynamique des chaînes alpines, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue Gignoux, F. 38031 Grenoble CEDEX, et Consejo de Recursos Minerales, Bvd. Felipe Angeles, Col. Venta Prieta, C. P. 42080, Pachuca, Hgo., Mexico.

J.-L. BOURDIER

Unité associée n° 1366 du Centre National de la Recherche Scientifique, GDR n° 69, Laboratoire de Géologie structurale, Université d'Orléans, B. P. 6759, F. 45067 Orléans CEDEX.

J. MARTINEZ REYES

Universidad Nacional Autónoma, Instituto de Geología, Estación Regional del Centro, Apartado Postal 376, Guanajuato, Gto., Mexico.

ET

C. FREYDIER

Laboratoire de Géodynamique des chaînes alpines, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue Gignoux, F. 38031 Grenoble CEDEX.

L'évolution géodynamique du "Guerrero terrane" (Mexique occidental) durant le Jurassique terminal-Crétacé inférieur est celle de l'arc intra-océanique Alisitos-Teloloapan, édifié pour partie sur blocs continentaux, pour partie sur croûte océanique, et accréte au craton nord-américain à la fin du Crétacé inférieur. On propose de lier le développement de cet arc à la subduction vers l'Ouest-Sud-Ouest de bassins (d'Arperos, de l'Olvidada) qui bordaient la marge mexicaine du continent nord-américain, demeurée passive.

La partie de l'arc à substratum continental qui affleure essentiellement dans le nord-ouest du Mexique comprend des coulées aériennes ou sous-marines de basalte, andésite et rhyolite calco-alkalins fortement potassiques associées à des pyroclastites acides interstratifiées avec des calcaires bioclastiques de l'Aptien-Albien ou des couches rouges. Toutes les laves sont plus ou moins fortement enrichies en terres rares légères et en éléments lithophiles. Les faciès acides, plus différenciés, présentent des teneurs en Y et terres rares lourdes anormalement basses pour des laves acides calco-alkalines. Cet appauvrissement serait lié à la présence de sphène et de zircon qui concentrent les terres rares lourdes et au fractionnement de l'amphibole.

L'activité magmatique de la partie de l'arc engendrée sur croûte océanique, localisée dans le centre et le sud du "Guerrero terrane" débute au Jurassique terminal-Crétacé basal par un complexe plutono-volcanique tholéitique suivi de basalte calco-alkalin à olivine. A l'Albien, alors que l'arc se rapproche de la marge occidentale du craton nord-américain, des basaltes et andésites calco-alkalins s'épanchent sur son front oriental tandis vers l'Ouest des basaltes shoshonitiques sont émis. Les séries tholéitiques sont caractérisées par des spectres de terres rares plats ou légèrement appauvris en terres rares légères et des rapports élevés de l'eNd. Les roches plutoniques et volcaniques calco-alkalines à spectres de terres rares plus ou moins enrichis en terres rares légères, ont des rapports de l'eNd qui diminuent au cours du temps. Cette diminution est mise en rapport soit avec l'incorporation de sédiments clastiques provenant

du démantèlement d'un vieux craton (craton nord-américain) au cours de la subduction, soit avec la fusion d'une source OIB dans le coin asthénosphérique. Le caractère shoshonitique des basaltes est marqué par la présence de sanidine dans la mésostase et les fortes concentrations en  $K_2O$ , Ba, Sr dans les faciès non altérés.

---

The Guerrero suspect terrane (western Mexico) is composed of Late Jurassic-Early Cretaceous plutono-volcanic and volcano-sedimentary sequences of the Alisitos-Teloloapan arc which accreted to the North American craton at the end of the Early Cretaceous. The geodynamic evolution of the Guerrero terrane is that of the Alisitos-Teloloapan intra-oceanic arc, partly built on continental crust and partly on oceanic crust. The growth of the arc was likely linked to the subduction of the Arperos and Olvidada basins fringing the North American borderland. The subduction was dipping west-south-west.

The continent-based segment of the arc, which is presently exposed mainly in north-western Mexico, is composed of subaerial and submarine K-rich calc-alkaline basalts, andesites and rhyolites, and siliceous pyroclastic rocks interbedded with Aptian-Albian bioclastic carbonates or red beds bearing dinosaur foot prints. The calc-alkaline basalts and andesites show LREE enriched patterns and high concentrations in LILE. The siliceous andesites and rhyodacites display low Y and HREE contents, uncommon for such calc-alkaline  $SiO_2$ -saturated rocks. This depletion in Y and HREE is likely linked to amphibole fractionation and to the presence of sphene and zircon, minerals known to concentrate the HREE.

In contrast, the magmatic arc sequences built on oceanic crust which crops out in central-southern areas of the Guerrero terrane, show an evolution with time. The activity of the arc began with depleted tholeiitic igneous rocks, followed first by mature tholeiitic basalts, then, by calc-alkaline olivine basalts interbedded with micritic limestones and radiolarian oozes of Early Cretaceous age (Neocomian). At the end of the arc development, in Late Aptian-Albian

times, calc-alkaline pillow basalts and andesites erupted at the volcanic front whereas shoshonitic basalts emitted backwards. In the late Early Cretaceous times, the arc drifted towards the north and collided with the craton. Arc tholeiites are characterized by flat REE patterns or slightly depleted in LREE and high  $\epsilon_{Nd}$  ratios. The calc-alkaline plutonic and volcanic rocks show LREE enriched patterns and their  $\epsilon_{Nd}$  ratios decrease with time. This decrease of the  $\epsilon_{Nd}$  ratios suggests that either the mantle source of the calc-alkaline rocks was contaminated by subducted terrigenous sediments derived from an old continental crust (North American craton) or that these calc-alkaline rocks derive from the partial melt of an OIB source present in the mantle wedge. The shoshonitic features of the basalts are marked by the presence of sanidine in the groundmass and the high levels of  $K_2O$ , Ba, Sr of the unaltered rocks.

---

## Introduction

Les Cordillères nord-américaines sont faites dans leurs parties occidentales de blocs exotiques (Coney *et al.* 1980), collés à la marge ouest du craton au cours du Paléozoïque et du Mésozoïque. Parmi eux, le "Guerrero terrane" (Campa et Coney 1983; Campa 1985; Coney 1989; de Cserna 1989) occupe l'Ouest du Mexique (Fig. 1), de la Basse Californie jusqu'à la Sierra Madre del Sur. Il est caractérisé par les séquences plutono-volcaniques et volcano-sédimentaires de l'arc Alisitos-Teloloapan (Tardy *et al.* 1991, 1992), datées du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, dont les principaux affleurements apparaissent sous les volcanites cénozoïques, immédiatement à l'Ouest de la Sierra Madre Orientale (Guanajuato, Zacatecas) et du bloc d'Oaxaca (Teloloapan, Arcelia), de part et d'autre du golfe de Californie et le long du Pacifique jusqu'à Acapulco (Fig. 2). Sur ses limites est et nord-est, le "Guerrero terrane" affronte la plate-forme carbonatée albo-cénomaniennne du bloc d'Oaxaca (Campa *et al.* 1976; Tardy 1980), et les formations sédimentaires du Haut Plateau Central (Dávila-Alcocer et Martínez Reyes 1987; Monod *et al.* 1990); une des failles bordières du Golfe de Californie assure sa limite est en Sonora, au Nord-Ouest d'Hermosillo (Radelli 1988, 1990). La structure interne du "Guerrero terrane" est mal connue à cause de la rareté des affleurements. De manière générale, il apparaît que ses déformations mésozoïques polyphasées sont serrées et pénétratives sur sa limite orientale, plus simples et ouvertes du côté pacifique. La présence de grandes failles décrochantes longitudinales, antérieures aux volcanites cénozoïques, bien que non signalée, demeure possible; de tels accidents expliqueraient alors la forte largeur (400 km) de ce "terrane".

Des modèles ont été proposés pour expliquer la genèse de l'arc volcano-plutonique au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Classiquement, son origine, sur la bordure du continent, est liée à la subduction de la lithosphère océanique vers l'Est, sous celui-ci (Córdoba *et al.* 1980; Rangin 1982). Pour d'autres auteurs, plusieurs arcs séparés par des bassins, seraient venus s'accréter à la marge continentale mexicaine au Crétacé supérieur-Paléocène (Campa et Ramírez 1979; Campa et Coney 1983; Servais *et al.* 1986).

Dans un article précédent (Ortiz *et al.* 1991b), sur la base d'études entreprises sur la bordure orientale du "Guerrero terrane", nous avons proposé une origine intra-pacifique pour l'arc Alisitos-Teloloapan, construit en partie sur croûte océanique et en partie sur croûte continentale. De nouvelles données structurales, stratigraphiques, pétrographiques et géochimiques obtenues le long de la côte pacifique, permettent de préciser la constitution et l'évolution géodynamique de ce "terrane" jusqu'à son collage au continent, par collision, dès

la fin du Crétacé inférieur.

### Relations structurales d'ensemble entre le "Guerrero terrane" et le continent américain

Plusieurs facteurs rendent difficile l'étude de ces relations: grande extension des plastrons volcaniques cénozoïques (Sierra Madre occidentale et Axe néovolcanique transmexicain), tectoniques superposées compressives et distensives reprenant la zone d'affrontement (Tardy *et al.* 1986), ouverture récente du Golfe de Californie.

Les deux coupes schématiques de la Fig. 3 résument l'état actuel des connaissances sur ces relations.

1) Dans la partie nord de la péninsule de Basse Californie et sur la marge est de l'extrémité nord du Golfe de Californie (coupe AA' de la Fig. 3), la séquence volcanique et volcano-sédimentaire de l'Aptien-Albien (Formation Alisitos), installée sur croûte continentale, chevauche en direction de l'Ouest le complexe franciscain de la péninsule de Vizcaino (Rangin 1982). Elle est elle-même chevauchée en direction de l'Ouest par la série Olvidada (Fig. 2; Radelli 1988) également volcanique et volcano-sédimentaire à fossiles de l'Aptien-Albien mais très déformée et affectée par un métamorphisme de faciès amphibolite à schiste vert datant de la fin du Crétacé inférieur. Sur la marge orientale du Golfe de Californie, en Sonora, cette formation métamorphisée affleure en un étroit liseré, limité par une faille cénozoïque (Fig. 2). Pour Radelli (1990), cette série déformée et métamorphisée serait le témoin d'une ancienne mer marginale fermée lors de la collision survenue entre l'arc Alisitos moins déformé et le continent nord-américain au Cénomani.

Le chevauchement visible vers l'Ouest de la série Olvidada ne doit pas faire illusion. Peut-être ne s'agit-il que d'un chevauchement en retour (back-thrust), le déversement majeur des structures méso-crétacées étant en fait vers le craton. La distension miocène du "Basin and Range" et l'ouverture du Golfe de Californie depuis 3,5 Ma ne permettent plus d'observer le front oriental de ce dispositif aujourd'hui probablement effondré.

2) Dans sa partie sud-est, le "Guerrero terrane" aux séries volcaniques et volcano-sédimentaires peu déformées en bordure du Pacifique, plissées, écaillées et affectées d'une schistosité de fracture de plus en plus marquée au fur et à mesure que l'on se rapproche de sa limite tectonique nord-est, affronte le bassin du Haut Plateau Central mexicain et la plate-forme carbonatée installée sur le bloc d'Oaxaca. Dans ce dernier cas, le chevauchement de l'arc sur le continent mexicain est direct (Campa *et al.* 1976; Tardy 1980; Tardy *et al.* 1986). Par contre,

dans les environs de Guanajuato (coupe BB' de la Fig. 3), l'arc chevauche le bassin du Haut Plateau central par l'intermédiaire d'une écaille tectonique dans laquelle la Formation Arperos datée du Crétacé inférieur (Dávila-Alcocer et Martínez Reyes 1987) renferme des basaltes en coussins et des dolérites de magmatisme alcalin intra-plaque océanique. La collision arc-continent date, là encore, de la limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur, ce dont témoigne le dépôt des formations terrigènes dans le bassin flexural subsident du Haut Plateau Central dès le Turonien (Tardy 1980), alimentées par des éléments volcaniques en provenance de l'arc tectonisé et émergé (Tardy et Maury 1973).

Structuralement parlant, le "Guerrero terrane" est donc le résultat de la collision de l'arc Alisitos-Teloloapan avec la marge ouest de la partie mexicaine du craton nord-américain, intervenue à la limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur, à la suite de la fermeture des bassins dits de l'Olvidada au Nord-Ouest et d'Arperos au Sud-Est.

### Aperçu général sur la constitution du "Guerrero terrane"

1) Dans sa partie nord-ouest, d'Alisitos, Basse Californie à Culiacan, Sinaloa et de part et d'autre du Golfe de Californie (Figs. 2, 3, 4), le "terrane" est constitué d'un substratum paléozoïque en partie Carbonifère qui supporte des roches volcaniques calco-alcalines (Bonneau 1972; Allison 1975; Gastil *et al.* 1975; Almazán-Vázquez 1988a) aériennes ou épanchées sous une faible tranche d'eau, puis des formations volcano-clastiques avec, intercalés, des calcaires néritiques bioclastiques de l'Aptien-Albien (Almazán-Vázquez 1988b). Du Nord de la Basse Californie au Sinaloa, l'arc a clairement été construit sur croûte continentale.

Il en est de même au Michoacan (Fig. 2) où sont connus à l'affleurement le soubassement continental pré-Jurassique (schistes et gneiss d'Arteaga; Centeno-García *et al.* 1991; Núñez-Espinal y Melchior 1991) et la séquence mésozoïque volcano-sédimentaire d'arc. Celle-ci affleure dans de bonnes conditions le long de la route côtière reliant Playa Azul, Michoacan à Colima, Colima. Sur près de 2000 m d'épaisseur (Fig. 4a), celle-ci est essentiellement constituée d'ignimbrites surmontées par des volcanoclastites dans lesquelles s'intercalent des grès et des silts rouges, des calcaires et de rares coulées laviques massives. Les ignimbrites sont de composition acide et renferment des enclaves d'andésite et de rhyolite. Les volcanoclastites comprennent des volumes importants de brèches, la plupart à matériel volcanique exclusif et homogène en texture et composition. Ces brèches représentent des dépôts pyroclastiques ou rapidement resédimentés à partir de dépôts pyroclastiques type nuées ardentes. Elles sont associées à des volcanoclastites de granulométrie plus fine : arénites et siltites tuffacées et "tufs" à cristaux. Grès et silts rouges possèdent des empreintes de dinosaures du Crétacé inférieur; les calcaires pour la plupart néritiques, renferment des fossiles

et microfossiles de l'Aptien-Albien (Ferrusquía-Villafranca *et al.* 1978). Vers le sommet, affleurent sous les calcaires récifaux albiens, des "tufs" lités interstratifiés avec des arénites volcanoclastiques vertes ou bariolées et des brèches à fragments de laves et de calcaires.

Dans cette séquence, les laves trouvées en fragments dans les brèches volcaniques, en coulées ou en filons, varient des basaltes aux rhyodacites. Les basaltes et andésites basiques (M.91-1, 25, et 36;  $\text{SiO}_2 = 51-54\%$ ; Tableau 1), renferment des agrégats gloméroporphyriques de plagioclase ( $\text{An}_{60-45}$ ), d'augite-diopside et d'orthopyroxène complètement remplacé par des smectites. Leur mésostase, envahie par des smectites, chlorites et/ou épidotes, inclut des microphénocristaux d'amphibole et parfois des xénocristaux - amphibole poecilitique, cumulats de plagioclase - auréolés d'une bordure de réaction de micas chloritisés. Les microlites feldspathiques, fréquemment albitisés, soulignent la fluidalité. La sanidine est parfois présente (M. 91-1;  $\text{K}_2\text{O} = 3,55\%$ ; Tableau 1). Ces laves montrent des spectres plus ou moins enrichis en terres rares légères ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2,6-3,60$ ; Fig. 5a; Tableau 1) et une anomalie positive en Europium ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,33-1,76$ ) qui, couplée avec la richesse en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16-22\%$ ; Tableau 1), traduit le caractère cumulatif des plagioclases. Leurs spectres étendus, normalisés aux MORB (Fig. 5a'), sont typiques de séries calco-alkalines plus ou moins fortement potassiques (Gill 1981; Pearce 1983; Pearce *et al.* 1984).

Les andésites acides sont à texture intersertale (M91-42; Tableau 1). Elles renferment des phénocristaux de clinopyroxène et de plagioclase zoné; leur matrice présente une texture trachytique à microlites de sanidine et plagioclases. Plus rarement, on observe des xénocristaux d'olivine complètement transformée en oxydes et smectites.

Les andésites les plus siliceuses et les rhyodacites (M.91-44 et 45; Tableau 1) renferment des phénocristaux de plagioclase, sanidine et/ou de quartz, accompagnés d'orthopyroxène altéré en smectites, de biotite et de hornblende, exceptionnellement transformées en chlorite. Le verre, parfois préservé, est le plus fréquemment remplacé par un assemblage micro-cryptocristallin, soit de smectites et chlorite, soit de quartz et albite. Les vacuoles sont à épidote, auréolées de smectites et chlorites. Les minéraux accessoires comme apatite, sphène et surtout zircon sont abondants dans certaines rhyolites (M.91-2; Tableau 1). Des intrusions de rhyolite rubanée diffèrent par la présence d'amphibole brune (M. 91-40; Tableau 1).

L'affinité calco-alkaline des faciès les plus différenciés est marquée par un enrichissement en terres rares légères ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2,85-26,0$ ; Fig. 5b) et en éléments à faible charge ionique (Fig. 5b'; Pearce, 1983). Les variations des concentrations en éléments lithophiles (Rb, Sr, Ba) et du rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,12-0,91$ ; Tableau 1) sont liées à l'albitisation plus ou moins prononcée de la sanidine et des plagioclases. Comparés aux basaltes et andésites basiques, les andésites acides et les rhyodacites présentent un

enrichissement en  $\text{P}_2\text{O}_5$ , lié à la présence d'apatite, et de plus faibles teneurs en terres rares lourdes et Y. Cet appauvrissement en terres rares lourdes et Y serait lié d'une part à la présence de sphène et de zircon qui concentrent les terres rares lourdes et d'autre part au fractionnement de l'amphibole. L'intrusion de rhyolite (M. 91-40; Tableau 1), comparée aux autres laves acides, serait plus alcaline comme l'indiquent le rapport  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  qui est supérieur à 1 ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,33$ ) et les plus fortes concentrations en terres rares légères (La, Ce; Tableau 1; Fig. 5b). Néanmoins, elle conserve des caractères de lave orogénique car elle est appauvrie en éléments à forte charge ionique par rapport aux roches acides océaniques (Nb, Sm, Y, Yb; Tableau 1; Fig. 5b'; Pearce *et al.*, 1984).

La séquence de Playa Azul a donc également été édifiée sur un substratum continental. Le volcanisme orogénique, presque toujours aérien, y est marqué par la prédominance de laves acides à minéraux hydratés comme amphibole et biotite et de dépôts pyroclastiques, rapidement resédimentés caractéristiques d'un volcanisme explosif subaérien. L'environnement était le plus souvent continental comme l'indiquent l'abondance des grès et silts rouges et les traces de dinosaures, avant les dépôts des calcaires marins néritiques de l'Albien.

2) Dans sa partie sud-est (Guanajuato, Zacatecas, Arcelia, Teloloapan; Fig. 2) le "Guerrero terrane" possède au contraire des séquences plutono-volcaniques et volcano-sédimentaires de même âge, caractéristiques d'un arc construit sur croûte océanique (Monod *et al.* 1990; Talavera *et al.* 1990; Yta *et al.* 1990; Ortiz *et al.* 1991a; Ruiz *et al.* 1991; Tardy *et al.* 1991, 1992; Lapierre *et al.*, 1992; Stein *et al.*, 1992).

Elles comprennent (Fig. 4) :

- des laves basiques tholéitiques (non représentées ici) et calco-alkalines mises en place sous l'eau (Monod *et al.* 1990; Ortiz *et al.* 1991a; Lapierre *et al.* 1992), fréquemment associées à leurs racines plutoniques (Monod *et al.* 1991; Lapierre *et al.* 1992; Stein *et al.* 1992) dont les rapports élevés de l' $\epsilon\text{Nd}$  varient de +7 à +9 pour les roches tholéitiques (Lapierre *et al.* 1992) et de +6 à +7 pour les roches calco-alkalines (ZY. 26, SS5; Tableau 1; Fig. 6a et b; Stein *et al.* 1992); ils indiquent qu'elles dérivent d'une source mantellique non contaminée par un composant crustal (Monod *et al.* 1990; Ortiz *et al.* 1991b; Ruiz *et al.* 1991; Tardy *et al.* 1991; Lapierre *et al.* 1992; Stein *et al.* 1992);

- des laves calco-alkalines épanchées à la fin de l'activité de l'arc, dont les rapports de l' $\epsilon\text{Nd}$  sont légèrement plus bas ( $\epsilon\text{Nd} = +2$  à  $+4$ ; Talavera *et al.* 1992). Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette diminution du rapport de l' $\epsilon\text{Nd}$  des laves au cours du développement de l'arc. La contamination de la source mantellique par des sédiments subductés détritiques en provenance de l'érosion d'un craton ancien (Whitford et Jezek 1982)



entraînerait une diminution de l' $\epsilon\text{Nd}$ . En effet, il suffirait d'incorporer moins de 10 % de sédiments détritiques fins d'origine crustale ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5123$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,717$ ; Hawkesworth *et al.*, 1991) à la source mantellique des basaltes tholéitiques de la base de l'arc ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,513033$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704333$ ; Lapiere *et al.* 1992) pour obtenir les rapports isotopiques des andésites sommitales de l'arc ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512674$ ; Talavera *et al.*). Ces mêmes rapports peuvent être aussi expliqués par la présence, dans le coin asthénosphérique, d'une source OIB, caractérisée par des rapports isotopiques du Nd inférieurs à ceux des MORB, et dont la fusion partielle serait à l'origine des laves calco-alcalines;

- des formations sédimentaires associées, pélagiques siliceuses ou carbonatées au Néocomien (Monod *et al.* 1990; Tardy *et al.* 1991) puis récifales à péri-récifales à l'Aptien-Albien (Talavera *et al.* 1990; Guerrero *et al.* 1990; Ortiz *et al.* 1991a; Tardy *et al.* 1991).

Une séquence de même type, également engendrée sur croûte océanique affleure sporadiquement au Sud-Ouest de Colima, près de Tecoman (Fig. 2). Sur 400 m d'épaisseur visible à l'affleurement, elle comprend des coulées basaltiques massives, surmontées de brèches à éléments volcaniques et calcaires qui sont recouvertes d'abord par des marnes à interlits de calcaires et de tufs gréseux verdâtres, puis par des calcaires à rudistes plus ou moins finement stratifiés (Fig. 4c). Cette séquence, dans laquelle les calcaires ont livré une microfaune de l'Albien (Michaud *et al.* 1989) est recoupée par des intrusions de dolérite et micro-diorite calco-alcalines tertiaires.

Les basaltes sont à phénocristaux millimétriques isolés d'olivine altérée en calcite, céladonite et iddingsite, accompagnée d'augite fortement zonée à bordure de salite. Leur texture est toujours fluidale, parfois même trachytique avec de très nombreux microlites jointifs de plagioclase calcique associé à de la sanidine. Leur matrice renferme des petits prismes de clinopyroxène, altéré parfois en actinote, des granules d'oxydes de fer et des xénolites de basalte intersertal à clinopyroxène. Les vacuoles, parfois très abondantes, sont à remplissage de smectites, épidote  $\pm$  calcite  $\pm$  quartz. Ces basaltes sont alumineux (M. 91-12 et 15;  $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 17-18\%$ , Tableau 1), et systématiquement appauvris en  $\text{TiO}_2$  ( $< 1\%$ , Tableau 1). Les faciès relativement frais présentent des teneurs élevées en potassium (M.91-12;  $\text{K}_2\text{O} \leq 3\%$ ; Tableau 1; Fig. 5c'), barium et strontium ( $\text{Ba} \approx 400$  ppm;  $\text{Sr} \approx 700$  ppm) à l'exception des roches où la sanidine est remplacée secondairement par de l'albite et/ou une association cryptocristalline albite-argiles ( $\text{K}_2\text{O} = 0,3-1\%$ ,  $\text{Rb} = 4-12$  ppm,  $\text{Ba} = 38-200$  ppm;  $\text{Sr} = 317-639$  ppm). Ces roches se caractérisent aussi par un enrichissement marqué en terres rares légères ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 4,72-5,98$ ; Fig. 5c) en P et Nb et un appauvrissement en Sm, Y et Yb (Fig. 5c'; Tableau 1), par rapport aux tholéites abyssales. Ces basaltes présentent donc des caractères de basalte shoshonitique car ils renferment de la sanidine et les faciès peu altérés sont riches en éléments

alcalins et alcalinoterreux (Morrison 1980; Gill 1981, 1987).

Leurs rapports K/Rb (545), Rb/Sr (0,053), Ba/Rb (10,9), leurs teneurs en  $\text{P}_2\text{O}_5$  et en Y, et leur enrichissement en terres rares légères sont dans les fourchettes des valeurs des shoshonites des arcs insulaires intra-océaniques données en référence (Morrison 1980; Gill 1987). Ils se sont vraisemblablement épanchés à la fin du développement de l'arc Alisitos-Teloloapan dans la partie édifiée sur croûte océanique. En effet, ils diffèrent des basaltes shoshonitiques des marges actives comme ceux du Pérou central (Lefèvre 1973) ou de Turquie (Keller 1983) qui sont nettement plus enrichis en Ba ( $\text{Ba} = 1529 - 3299$  ppm), Sr (1104 - 6021 ppm), Rb (59 - 110 ppm),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,6 - 0,8 %), et en terres rares légères ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 40 - 50$ ).

3 - En fonction des données stratigraphiques, pétrographiques et géochimiques disponibles, il apparaît donc que le "Guerrero terrane" était au Crétacé inférieur un arc volcano-plutonique - l'arc Alisitos-Teloloapan - engendré et fonctionnant en milieu intra-océanique (intra-pacifique) pour partie sur croûte océanique, pour partie sur blocs continentaux. Ces derniers avaient des tailles variables : plusieurs centaines de kilomètres pour le bloc de Basse Californie - Nord-Ouest du Mexique (aujourd'hui séparé en deux par l'ouverture récente du Golfe de Californie), quelques dizaines de kilomètres pour le mini-bloc de Playa Azul recoupé il est vrai, par la fosse d'Acapulco née au Cénozoïque (Fig. 2). A l'Est ou entre ces blocs (Colima), le substratum de l'arc était fait de croûte océanique.

Le "Guerrero terrane" avant sa collision avec la partie mexicaine du continent nord-américain était ainsi un arc intra-pacifique que l'on peut comparer aux arcs insulaires actuels du Pacifique comme les arcs de Banda (Silver *et al.* 1985), de Taupo-Hikurangi en Nouvelle Zélande (Cole 1984), d'Indonésie (Whitford *et al.* 1981) et du Japon (Nohda et Wasserburg 1981; Matsuhisa et Kurasawa 1983).

### Un nouveau modèle pour l'évolution du "Guerrero terrane" au Crétacé inférieur

C'est sur la transversale Guanajuato-Colima que les formations volcaniques et plutoniques de l'arc Alisitos-Teloloapan, ici engendré sur croûte océanique, sont le mieux étudiées à cette date. Le modèle évolutif que nous proposons (Fig. 7) a été établi en fonction des données actuellement disponibles sur cette partie de l'arc, de la découverte des séries représentatives d'un bassin à substratum océanique (bassin d'Arperos) à l'Ouest immédiat du bassin de la Haute Chaîne (Tardy *et al.* 1991, 1992) et de celles plus classiques concernant l'évolution paléogéographique au Mésozoïque du Mexique central et oriental (Tardy 1980; Carfantan 1986; Tardy *et al.* 1986). Trois étapes illustrent cette évolution :

Au Néocomien, la partie mexicaine du continent nord-américain est limitée côté pacifique par une marge stable portant le bassin du Haut-Plateau central où s'accumulent des dépôts carbonatés et siliceux. Cette marge borde le bassin d'Arperos à croûte océanique, siège d'une sédimentation à dominante siliceuse associée à un magmatisme alcalin intraplaque (Monod *et al.* 1990; Tardy *et al.* 1991, 1992).

Le bassin d'Arperos est en voie de résorption par subduction vers l'Ouest-Sud-Ouest sous la croûte pacifique sur le bord de laquelle se mettent en place les formations volcano-plutoniques de l'arc Alisitos-Teloloapan; il s'agit d'abord de roches ignées tholéitiques appauvries en terres rares légères (séquence plutono-volcanique de Guanajuato et basaltes en coussins de Zacatecas datés du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur; Fig. 6a; Yta *et al.* 1990; Lapiere *et al.* 1992) suivies de tholéites d'arc matures (Saucito et Arcelia, Fig. 6a; Yta *et al.* 1990; Ortiz *et al.* 1991b) et de quelques laves en coussins basaltiques calco-alcalines (Fresnillo, Fig. 6b, Yta *et al.* 1990) interstratifiés dans des radiolarites et des calcaires micritiques du Crétacé inférieur (de Cserna 1976; Yta *et al.* 1990; Ortiz *et al.* 1991a).

A l'Aptien supérieur-Albien, la subduction a quasiment résorbé le bassin d'Arperos; si bien que l'arc occupe une position proche du continent nord-américain. L'activité de celui-ci se manifeste par la mise en place dans sa partie frontale, de volcanites calco-alcalines à prédominance basique (Fig. 5b; Teloloapan, Talavera *et al.* 1990) alors que du côté occidental et à l'arrière s'épanchent des magmas shoshonitiques (Tecomán, Fig. 5c et c'). Sur les hauts-fonds du dispositif, que ce soit celui de Valles-San Luis Potosí à l'Ouest du bassin du Haut Plateau Central ou sur ceux de l'arc, se développent des plates-formes de calcaires récifaux et péri-récifaux.

La collision arc-continent intervient à la fin du Crétacé inférieur. Elle induit la déformation par écaillage du pied de la marge continentale ainsi que celle de l'arc accréte qui, désormais émergé, la chevauche. Les produits de destruction de l'arc accréte s'accumulent à ses pieds et tout particulièrement dans le bassin du Haut-Plateau central mexicain qui sera progressivement comblé jusqu'au Paléocène. L'arc Alisitos-Teloloapan accréte par collision à la marge occidentale mexicaine dès la fin du Crétacé inférieur constitue le "Guerrero terrane". Il correspond à l'élément émergé caractéristique de la paléogéographie mexicaine au Crétacé supérieur, désigné autrefois par Alvarez (1949) sous le vocable de Continent occidental.

#### REMERCIEMENTS

Ces recherches ont été réalisées grâce au financement accordé par le programme DBT de l'INSU-CNRS "Contribution CNRS-INSU-DBT - Thème Dynamique globale" N° 459, et les laboratoires associés aux CNRS : URA 69, 1277 et 1366. Nous remercions vivement le

Consejo de Recursos Minerales, l'Escuela de Ciencias de la Tierra de l'Université du Guerrero et l'Instituto de Geología de l'UNAM pour la mise à disposition de véhicule de terrain, et pour les nombreuses et fructueuses discussions sur la géologie du Mexique concernée.

- ALLISON, E. C. 1975. Reconnaissance geology of the State of Baja California. Geological Society of America, Memoir 140.
- ALMAZAN-VAZQUEZ, E. 1988a. Geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación Alisitos del Arroyo La Bocana en el Estado de Baja California Norte. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 7, (1): 78-88.
- \_\_\_\_\_ 1988b. Marco paleosedimentario y geodinámico de la Formación Alisitos en la Península de Baja California. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 7, (1): 41-51.
- ALVAREZ, M., Jr. 1949. Unidades tectónicas de la República Mexicana. Boletín de la Sociedad geológica mexicana, 14: 1-22.
- BONNEAU, M. 1972. Données nouvelles sur les séries crétacées de la côte pacifique du Mexique. Bulletin de la Société géologique de France, 7, XIV: 55-65.
- CAMPA, M. F. 1985. The Mexican Thrust Belt. In Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region. Edited by D. G. Howell. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, Number 1, pp. 299-313.
- CAMPA, M. F., and CONEY, P. J. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, 20: 1040-1051.
- CAMPA, M. F., OVIEDO, A., y TARDY, M. 1976. La cabalgadura laramídica del dominio volcánico-sedimentario (arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los estados de Guerrero y México. Congreso Latino-Americano de geología Acapulco, México, Resúmenes, p. 23.
- CAMPA, M. F., y RAMIREZ, J. 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero, Serie técnico científica, México.
- CARFANTAN, J.-Ch. 1986. Du système cordillérain nord-américain au domaine caraïbe. Etude géologique du Mexique méridional. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Savoie, Chambéry, France.
- CENTENO-GARCIA, E., RUIZ, J., CONEY, P., PATCHETT, J., and ORTEGA-GUTIERREZ, F. 1991. Geology, sandstone petrofacies and geochemistry of the Guerrero terrane, western Mexico. 5th International Circumpacific Terranes Conference, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago,

- Comunicaciones, N° 42, pp. 39-43.
- COACHEME, J.-J. 1985. Le magmatisme cénozoïque dans le nord-ouest du Mexique. Cartographie de la région de Yecora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif. Thèse d'Etat, Université Aix-Marseille III, France.
- COLE, J. W. 1984. Taupo-Rotorua Depression : an ensialic marginal basin of North Island, New Zealand. *In* Marginal basin geology, volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins. Edited by B. P., Kokelaar, and M. F. Howells. Geological Society, Special Publication N° 16, pp. 109-120.
- CONEY, P. J. 1989. The North America Cordillera. *In* The evolution of the Pacific Ocean margins, *Edited* by Z.V.I. Ben-Avraham. Oxford University Press, Oxford, pp. 43-52.
- CONEY, P. J., JONES, D. L., and MONGER, J. W. H. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **188**: 329-333.
- CORDOBA, D. A., TARDY, M., CARFANTAN, J.-Ch., CAMPA, M.F., et RANGIN, C. 1980. Le Mexique mésogéen et le passage au système cordilléraire de type Californie. 26e Congrès géologique international, Paris, Colloque C5: 18-29.
- DAVILA-ALCOCER, A. V. M., y MARTINEZ REYES, J. 1987. Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato. *In* Resúmenes del Simposio sobre la geología de la Sierra de Guanajuato. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, pp. 19-20.
- DE CSERNA 1976. Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **87**: 1191-1199.
- \_\_\_\_\_ 1989. An outline of the geology of Mexico. *In* The geology of North America. *Edited* by A.W. Bally, and A. R. Palmer. Geological Society of America, the *Geology of North America*, v. A., pp. 233-264.
- EVENSEN, N. M., HAMILTON, P. J., and O'NIONS, R. K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**: 1999-1212.
- FERRUSQUIA-VILLAFRANCA, I., APPELEGATE, S. P., y ESPINOSA-ARRUBARRENA, L. 1978. Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de dinosaurios en la region suroccidental pacífica de Mexico. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología, *Revista*, **2**, (2): 150-162.
- GASTIL R. G., PHILLIPS, R. P., and ALLISON, E. C., 1975. Reconnaissance geology of the State of Baja California. *Geological Society America, Memoir* **140**.
- GUERRERO, M., RAMIREZ, J., y TALAVERA, O., 1990, Estratigrafía del Arco Cretácico inferior de Teloloapan, Gro.. *In* Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, Resúmenes, p. 52.

- GILL, J. B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics, *Minerals and Rocks*, v. 16, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York.
- \_\_\_\_\_ 1987. Early geochemical evolution of an oceanic island arc and back-arc: Fiji and the south Fiji basin. *Journal of Geology*, **95**: 589-615.
- HAWKESWORTH, C.J., HERCT, J. M., ELLAM, R. M., and MCDERMOTT, F., 1991. Element fluxes associated with subduction related magmatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **335**: 393-405.
- KELLER, J. 1983. Potassic lavas in the orogenic volcanism of the Mediterranean area. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **18**: 321-335,
- LAPIERRE H., ORTIZ, E. L., ABOUCHAMI, W., MONOD, O., COULON, C., and ZIMMERMANN, J.-L. 1992. A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (central Mexico). *Earth Planetary Science Letters*, **108**: 61-77.
- LEFEVRE, C. 1973. Les caractères magmatiques du volcanisme Plio-Quaternaire des Andes dans le sud du Pérou. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **41**: 259-271.
- MATSUHISA, Y. and KURASAWA, H. 1983. Oxygen and strontium isotopic characteristics of calc-alkalic volcanic rocks from the central and western Japan arcs : evaluation of contribution of crustal components to magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **18**: 483-510.
- MICHAUD, F., BOURGOIS, J., BARRIER, E., et FOURCADE, E. 1989. La série crétacée de Tecoman (Etat de Colima) : conséquences sur les rapports structuraux entre zones internes et externes de l'édifice montagneux mexicain. *Comptes Rendus de l' Académie des Sciences, Paris*, **309**, II: 587-593.
- MONOD, O., LAPIERRE, H., CHIODI, M., MARTINEZ REYES, J., CALVET, P., ORTIZ, E. L., et ZIMMERMANN, J.-L. 1990. Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur). *Comptes Rendus de l' Académie des Sciences, Paris*, **310**, II: 45-51.
- MORRISON, G. W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, **13**: 97-108.
- NOHDA, S., and WASSERBURG, G. J. 1981. Nd and Sr isotopic study of volcanic rocks from Japan. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **34**: 264-276.
- NUÑEZ-ESPINAL, J., y MELCHIOR, A. 1991. Exploración geoquímica para prospección por oro en el estado de Michoacán. *In* Convención sobre la evolución geológica de México, Pachuca. Resúmenes: pp. 137-138.
- ORTIZ, E., LAPIERRE, H., and TALAVERA, O. 1991a. The Palmar Chico-Arcelia tholeiitic and calc-alkaline volcano-sedimentary sequences: evidence of sub-marine strato-volcanoes in the Late Jurassic-Early Cretaceous intra-oceanic island arc of southern

- Mexico. Terra Abstracts, 3, (1): 325-326.
- ORTIZ, E., YTA, M., TALAVERA, O., LAPIERRE, H., MONOD, O., et TARDY, M. 1991b. Origine intra-océanique des formations volcano-plutoniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 305, II: 1093-1098.
- PEARCE, J. A. (1983). - Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Continental basalts and mantle xenoliths. Edited by C.J. Hawkesworth and N. J. Norry. Shiva Publishing, Nantwich, pp. 230-249.
- PEARCE, J. A., NIGEL, B., HARRIS, W., and TINDLE, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25: 956-983.
- RADELLI, L. 1988. La nappe Olvidada et le sillon aptien-albien du Golfe de Californie, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 306, II: 813-816.
- \_\_\_\_\_ 1990. La chaîne névadienne (gillienne) et ses déformations crétacées au Nord-Ouest du Mexique (nappes d'origine gondwaniennne de Caborca et du Sonora central. Géologie Alpine, 66: 57-99.
- RANGIN, C., 1982. Contribution à l'étude géologique du système cordillérain du Nord-Ouest du Mexique. Thèse de doctorat d'Etat es Sciences, Université Pierre et Marie Curie, - Paris.
- RUIZ, J., CENTENO, E.G., CONEY, P.J., PATCHETT, P.J., y ORTEGA, F.G. 1991. El terreno Guerrero y su posible correlación con el basamento de la región del Caribe. In Convencion sobre la evolución geológica de México, Pachuca, Resúmenes, pp. 192-193.
- SERVAIS, M., CUEVAS PEREZ, E., et MONOD, O. 1986. Une section de Sinaloa à San Luis Potosí: une nouvelle approche de l'évolution du Mexique nord-occidental. Bulletin de la Société géologique de France, Paris, (8), II, 6: 1033-1057.
- SILVER, E. A., GILL, J. B., SCHWARTZ, D., PRASETYO, H., and DUNCAN R. A. 1985. Evidence for a submerged and displaced continental borderland, north Banda Sea, Indonesia. Geology, 13: 687-691.
- TALAVERA O., RAMIREZ J., LAPIERRE H., MONOD O., CAMPA, M. F., and TARDY, M. 1990. The Albian-Aptian volcano-sedimentary calc-alkaline arc series of Teloloapan (southern Mexico). Correlations with the contemporaneous Zihuatanejo sequence and geodynamic implications. Geowissenschaftliches Lateinamerika - Kolloquium, Ludwig-Maximilians, Universität München, Abstracts.
- TARDY, M. 1980. Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre orientale du Mexique. Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris.
- TARDY, M., y MAURY, R. 1973. Sobre la presencia de elementos de origen volcánico en las areniscas de los flyschs de edad Cretácico superior de los estados de Coahuila y de Zacatecas, México. Boletín de la Sociedad geológica mexicana, 34, (1-2): 5-12.
- TARDY, M., CARFANTAN, J.-C., et RANGIN, C. 1986. Essai de synthèse sur la structure du Mexique. Bulletin de la Société géologique de France, (8), II, 6: 1025-1031.
- TARDY, M., LAPIERRE, H., BOURDIER, J.-L., YTA, M., and COULON, C. 1991. The Late Jurassic-Early Cretaceous arc of western Mexico (Guerrero terrane); origin and geodynamic evolution. In Convención sobre la evolución geológica de México, Pachuca. Resúmenes, pp. 213-215.
- WHITFORD, D.J., and JEZEK, P.A. 1982. Isotopic constraints on the role of subducted sialic material in Indonesian island-arc magmatism. Geological Society of American Bulletin, 93: 504-513.
- WHITFORD, D.J., WHITE, W. M., and JEZEK, P.A. 1981. Neodymium isotopic composition o Quaternary island arc lavas from Indonisea. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45: 989-995.
- YTA, M., LAPIERRE, H., MONOD, O., and DE WEVER, P. 1990. Magmatic and structural characteristics of the Lower Cretaceous arc volcano-sedimentary sequences of Saucito - Zacatecas - Fresnillo (Central Mexico). Geodynamic implications. Geowissenschaftliches Lateinamerika - Kolloquium, Ludwig-Maximilians, Universität München, Abstracts.

### Liste des Figures

**Fig. 1.** Schéma structural des Cordillères nord et sud américaines de part et d'autre des chaînes caraïbes, situant les "suspect terranes" accrétés aux marges cratoniques durant le Mésozoïque et le Tertiaire. Parmi ceux-ci sont distingués les restes du paléo-arc volcano-plutonique jurassique supérieur-crétacé dispersés dans les Cordillères et les Grandes Antilles. Le "Guerrero terrane" (G. T.) au Mexique en est un élément majeur. 1 - Cratons nord et sud américains; 2 - bordures des cratons déformées au Mésozoïque et Tertiaire; 3 - suspect terranes non différenciés; 4 - arc volcano-plutonique du Jurassique supérieur - Crétacé; P.C. - Plateau du Colorado.

**Fig. 2.** Carte simplifiée du Mexique indiquant la localisation des séquences d'arc du Crétacé inférieur cités dans le texte. La couverture volcanique cénozoïque n'est pas représentée. 1 et 2 - Domaine oriental avec 1 - Bassins sédimentaires de la fin du Crétacé inférieur; 2 - Plates-formes carbonatées de la fin du Crétacé inférieur; 3 à 5 - "Guerrero terrane" avec 3 - séquences volcano-sédimentaires de l'Aptien-Albien édifiées sur un substratum continental; 4 - séquences plutono-volcaniques et volcano-sédimentaires d'arc du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur édifiées sur un substratum océanique; 5 - séquences plutono-volcaniques et volcano-sédimentaires d'arc du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur édifiées sur un substratum dont la nature est encore inconnue; 6 - séquence volcano-sédimentaire d'âge aptien-albien, métamorphisée à la fin du Crétacé inférieur (série d'Olvidada); 7 - Bassin d'Arperos; 8 - Ligne du Strontium  $Sr^{87}/Sr^{86}$  d'après Cochemé (1985); 9 - failles principales; 10 - chevauchement majeurs; 11 - subduction actuelle. A.- Acapulco; Al. - Alisitos; Ar. - Arcelia, B. B. - Bassin de Bisbee; B. C. - Bassin cuicatèque; B. Ch.- Bassin de Chihuahua; B. H. P. C. - Bassin du Haut-Plateau central; B.O.- Bloc d'Oaxaca; B.S.- Bassin de Sabinas; C.- Colima; Cu.- Culiacan; E.P.- El Paso; F. - Fresnillo; Gto.- Guanajuato; H.- Hermosillo; L.A.- Los Angeles; L.C.- Lazaros Cardenas; M.- Mazatlan; Mex. - Ville de Mexico; P. A. - Plate-forme d'Aldama, P. C. - Plate-forme de Coahuila; Ph.- Phoenix; Pl. Az.- Playa Azul; P.V.S.L.P.- Plate-forme de Valles-San Luis Potosí; S. J. L.- San Juan de Lima; T.- Teloloapan; Tc.- Tecoman; Z.- Zacatecas; Zi.- Zihuatanejo. AA' et BB': emplacements des coupes de la Fig. 3.

**Fig. 3.** Deux coupes simplifiées illustrant les relations structurales entre le "Guerrero terrane" et le craton nord américain dans l'ouest du Mexique (voir situation Fig.2). 1 - croûte océanique; 2 - ensemble franciscain de Basse Californie; 3 - partie continentale du substratum

de l'arc Alisitos-Teloloapan; 4 - croûte continentale nord américaine; 5 - partie océanique du substratum de l'arc Alisitos-Teloloapan; 6 - séquence magmatique de l'arc Alisitos-Teloloapan; 7 - séquence du bassin d'Arperos; 8 - série mésozoïque du bassin du Haut-Plateau Central; 9 - séries carbonatées de plate-forme; 10 - volcanites cénozoïques. B.A.- Bassin d'Arperos; B.C.- Basse Californie; B.H.P.C.- Bassin du Haut Plateau central; G.C.- Golfe de Californie; P.V.S.L.P.- Plate-forme de Valles San Luis Potosi; S. M. Occ.- Sierra Madre Occidentale; S. M. Or.- Sierra Madre Orientale.

**Fig.4.** Colonnes lithostratigraphiques simplifiées représentatives des parties de l'arc Alisitos-Teloloapan du "Guerrero terrane" qui affleurent dans le centre, le sud et l'ouest du Mexique. 1: calcaires de plate-forme récifale de l'Aptien-Albien; 2: grès et silts volcanoclastiques; 3: marnes; 4: brèches volcanoclastiques; 5: laves basiques; 6: laves acides; 7: grès et silts rouges; 8: tufs et brèches volcaniques siliceux; 9: tufs et brèches volcaniques basaltiques et andésitiques; 10: laves en coussins basaltiques et andésitiques; 11: complexe filonien; 12: plutonites acides; 13: diorites à hornblende magnésienne; 14: cumulats gabbroïques; 15: cumulats ultrabasiques; 16: ignimbrites. Voir la situation des localités cités sur la carte du Mexique de la figure 2.

**Fig. 5.** Spectres étendus normalisés aux MORB (d'après Pearce 1983) et aux ORG (d'après Pearce *et al.* 1984) et spectres de terres rares normalisés aux chondrites (d'après Evenson *et al.*, 1978) des laves albo-aptiennes de l'arc Alisitos-Teloloapan (Tableau 1). a et a'- Basaltes et andésites calco-alcalins de Playa Azul édifiées sur un substratum continental. b et b'- Andésites, dacites et rhyolites calco-alcalines de Playa Azul édifiées sur un substratum continental. c et c' - Basaltes shoshonitiques de Tecoman édifiées sur un substratum océanique.

**Fig. 6.** Spectres de terres rares des laves basiques du Crétacé inférieur ( $SiO_2 < 55\%$ ) de l'arc Alisitos-Teloloapan (d'après Monod *et al.* 1990; Talavera *et al.* 1990; Ortiz *et al.* 1991a; Tardy *et al.* 1992; Lapiere *et al.* 1992; Stein, données non publiées). a - Champs comparatifs des tholéites appauvries (Guanajuato et Zacatecas) et matures (Arcelia, Saucito) édifiées sur croûte océanique. b - Champs comparatifs des roches basiques calco-alcalines édifiées soit sur croûte océanique (plutons calco-alcalins de Guanajuato, Tableau 1; basalte à olivine de Fresnillo, Tableau 1, laves calco-alcalines de Teloloapan), soit sur croûte continentale (données Tableau 1 et Fig. 5a et a').

**Fig. 7:** Evolution tectono-magmatique du segment de l'arc Alisitos-Teloloapan édifié

sur croûte océanique. A.A.T. - Arc Alisitos-Teloloapan; B.A. - Bassin d'Arperos; B. H. P. C.- Bassin du Haut-Plateau central; P. V. S. L. P.- Plate-forme de Valles - San Luis Potosí; G. T.- "Guerrero terrane". 1 - Manteau lithosphérique; 2 - Croûte océanique du bassin d'Arperos (B.A.); 3 - substratum crustal océanique de l'arc Alisitos-Teloloapan (A.A.T); 4 - Croûte continentale nord-américaine; 5 - Sédiments pélagiques; 6 - Calcaires néritiques de plateforme; 7 - Sédimentation détritique syn à post-collision arc-craton nord-américain; 8 - Roches ignées tholéïitiques du Néocomien; 9 - basaltes et gabbros calco-alcalins du Néocomien; 10 - basaltes et andésites calco-alcalins associés aux sédiments volcanoclastiques, récifaux et périrécifaux (Teloloapan); 11 - Basaltes shoshonitiques albiens (Tecoman); 12 - Sédimentation détritique et volcanoclastique associée au volcanisme d'arc; 13 - Arc Alisitos-Teloloapan tectonisé et schistosé dans sa partie frontale orientale.

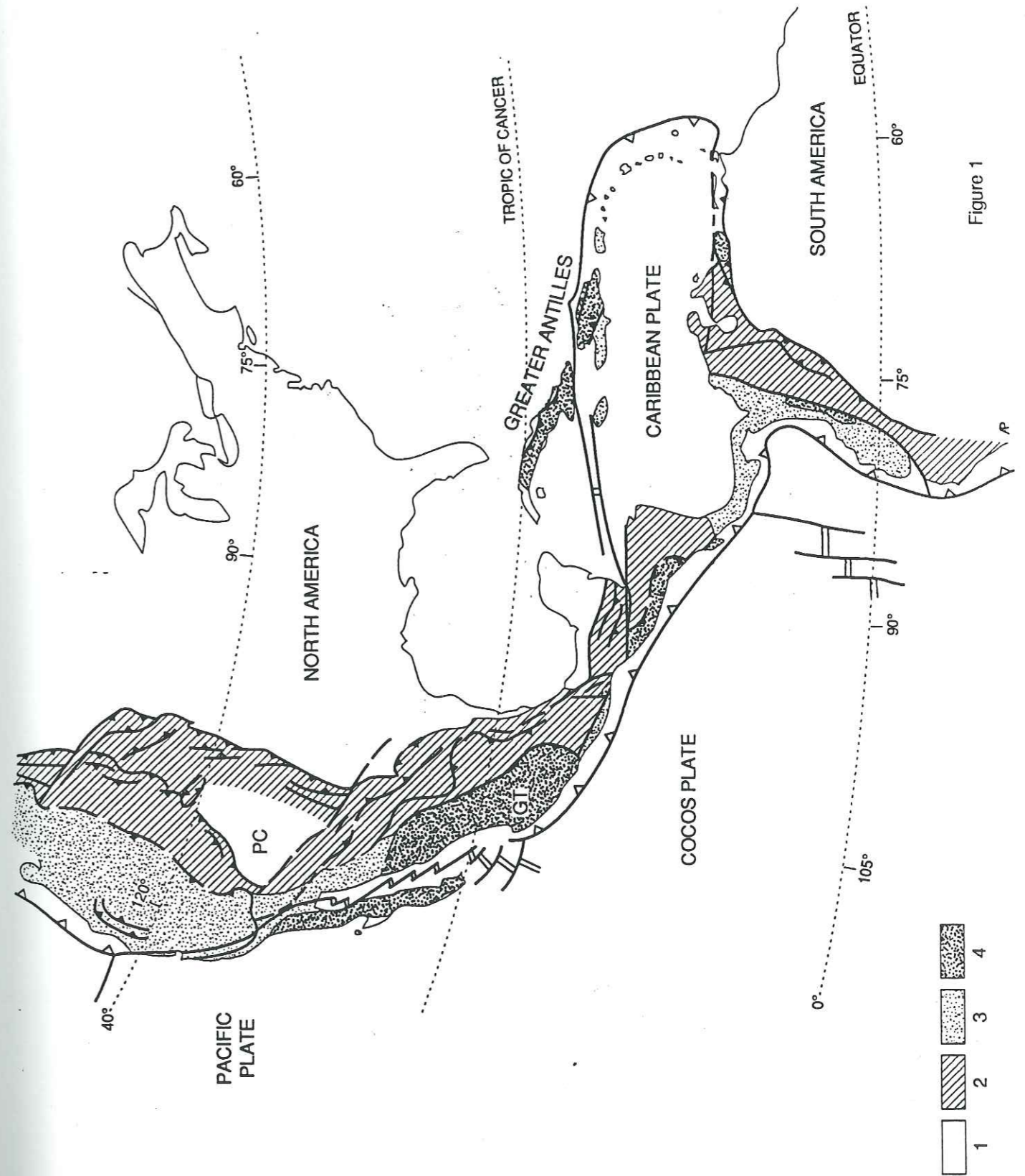
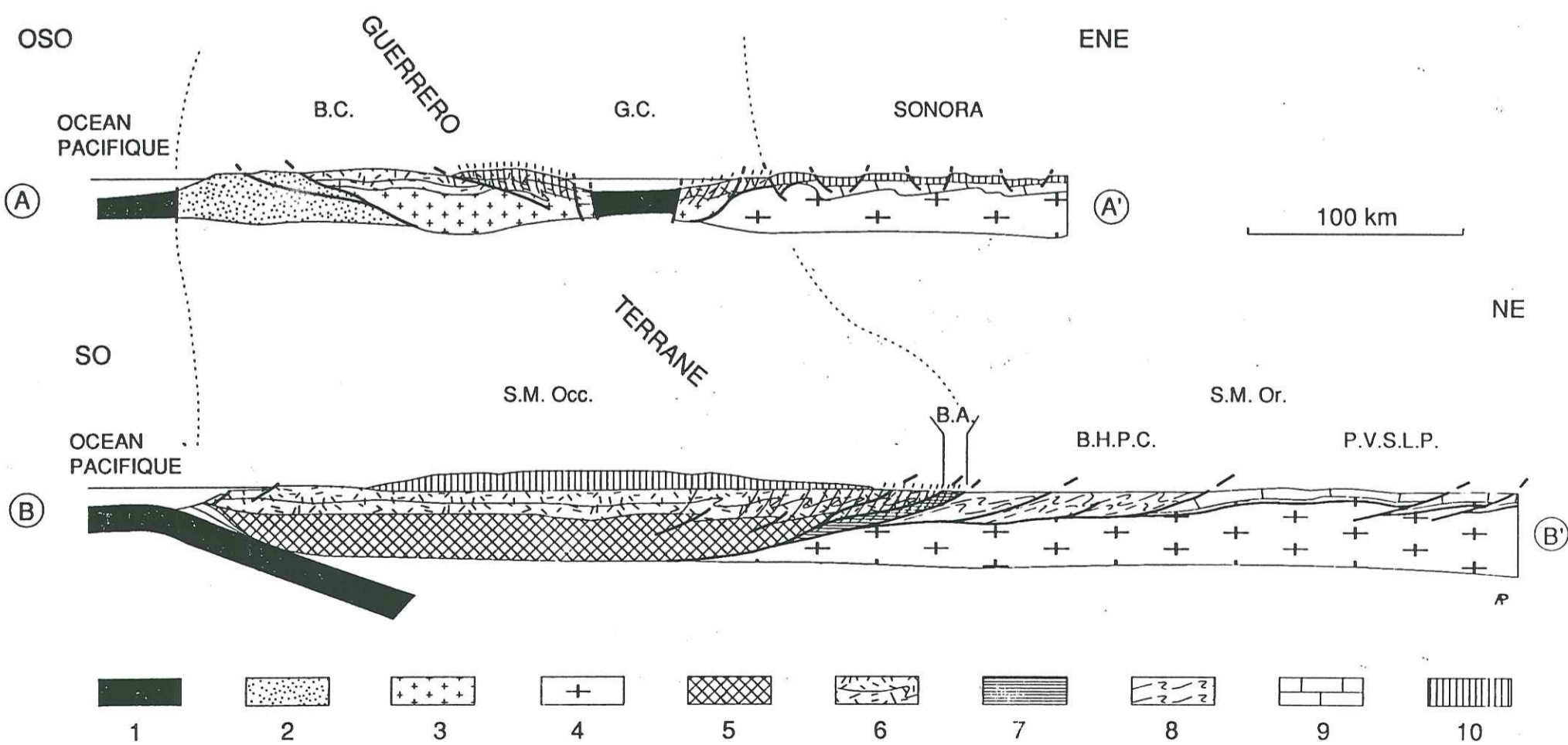
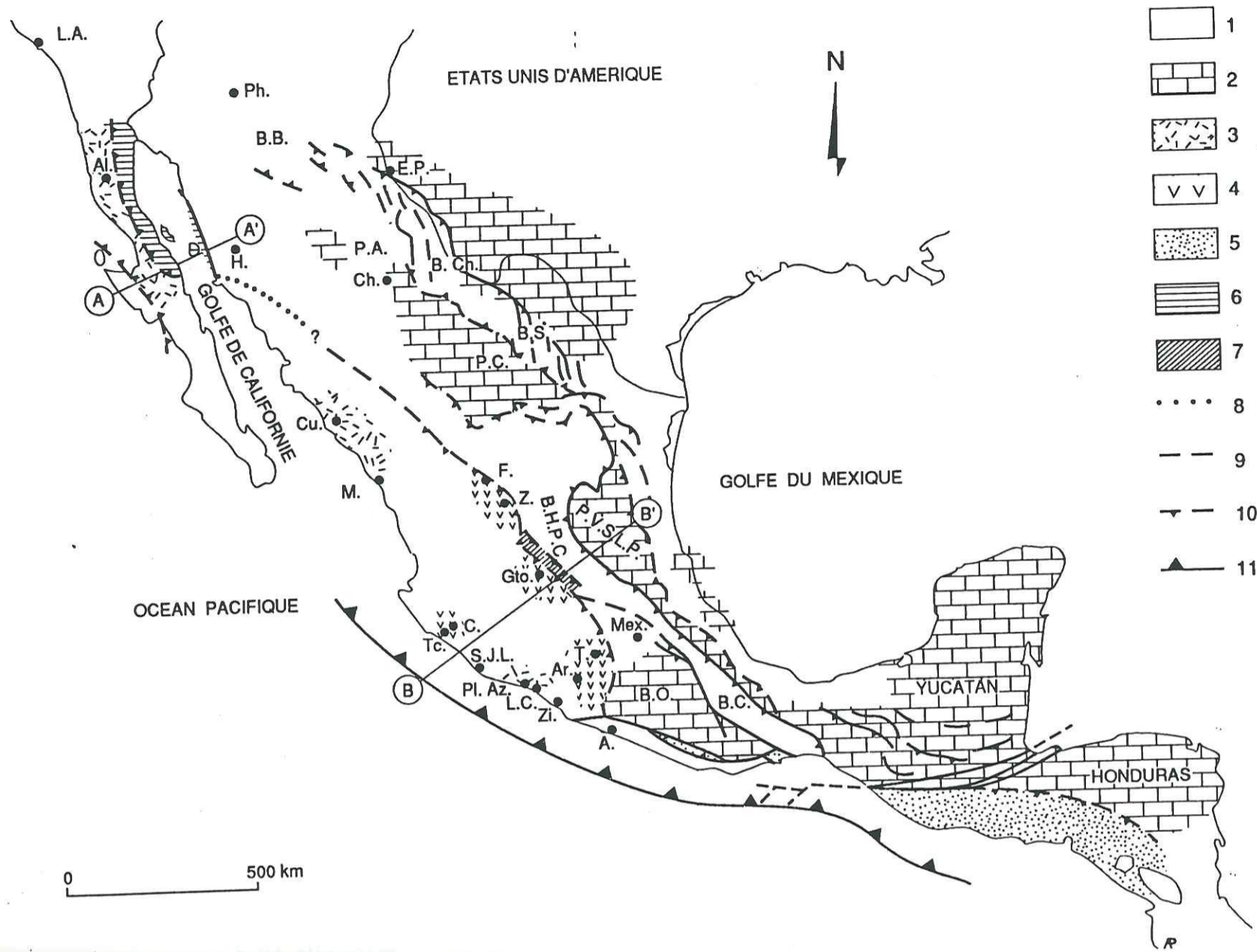
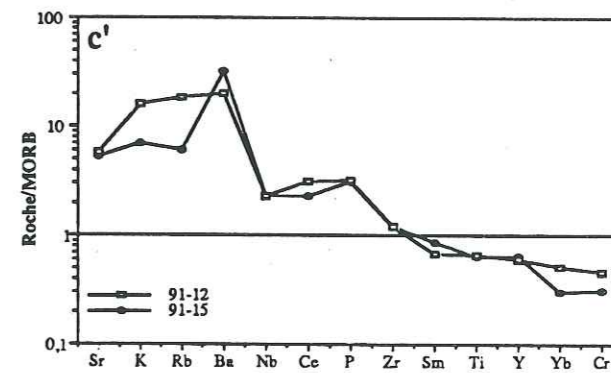
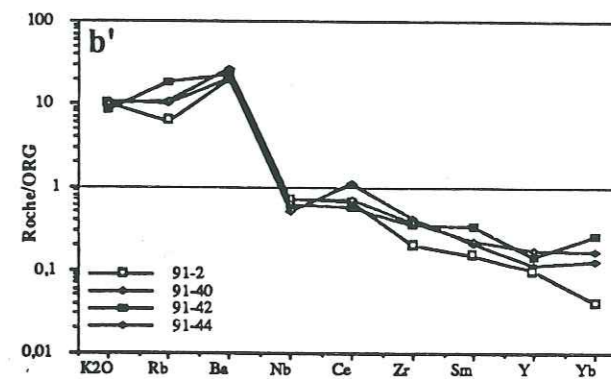
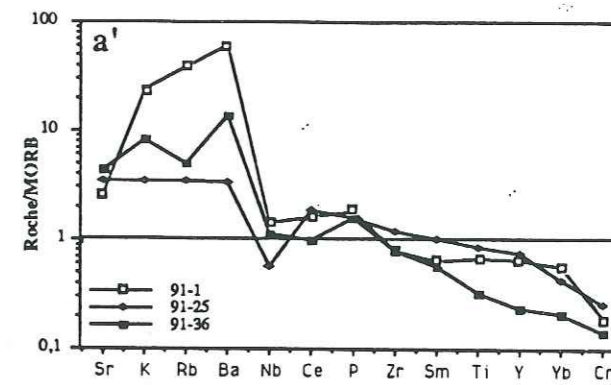
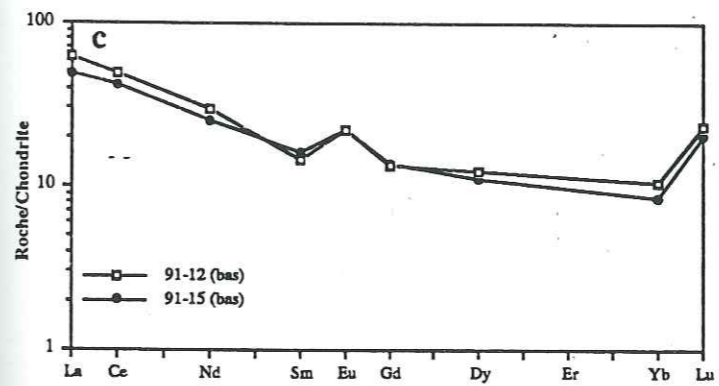
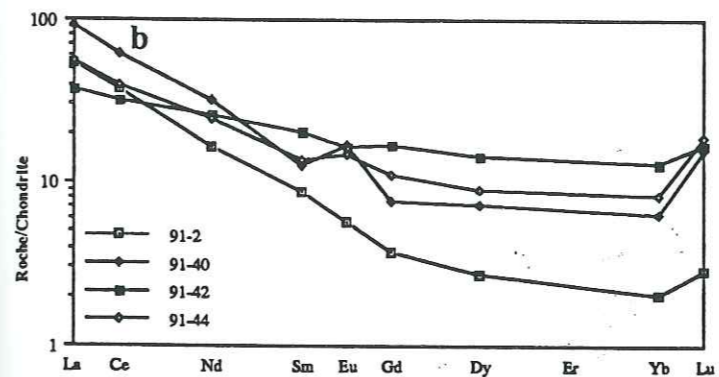
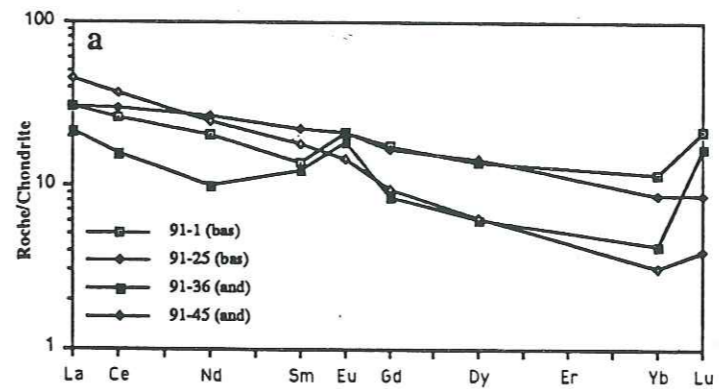
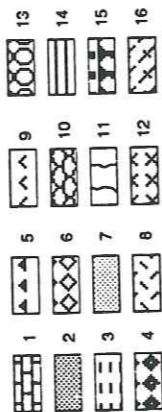
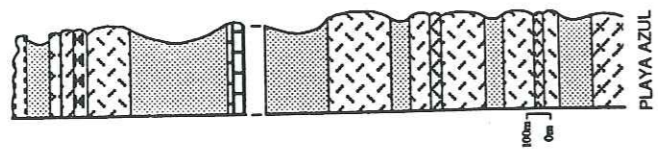
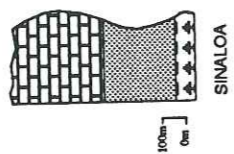
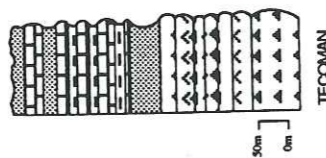
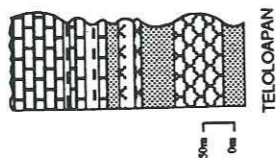
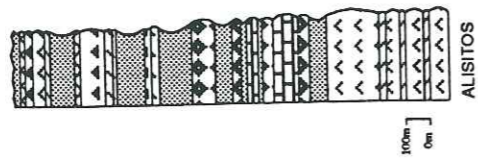
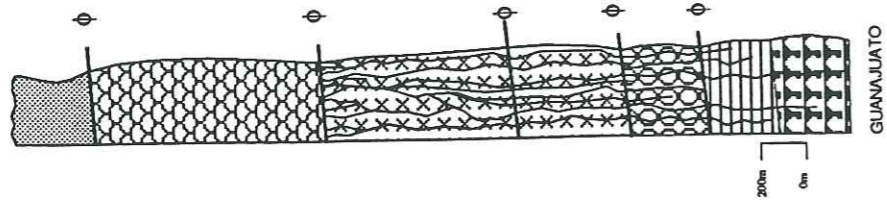


Figure 1







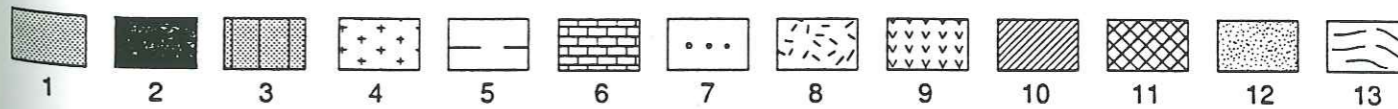
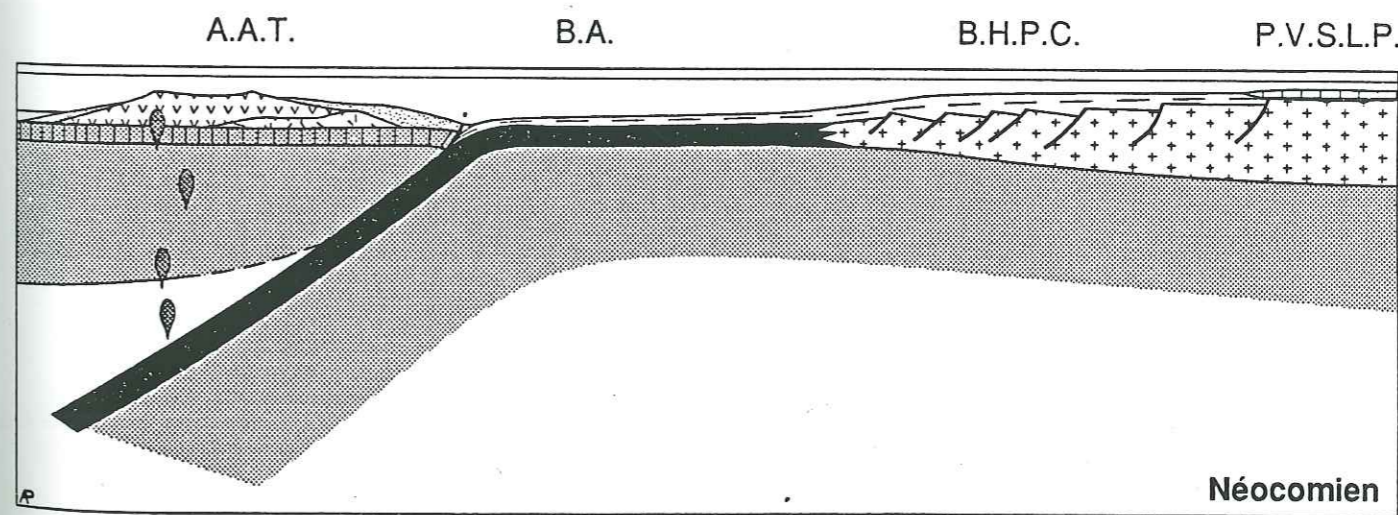
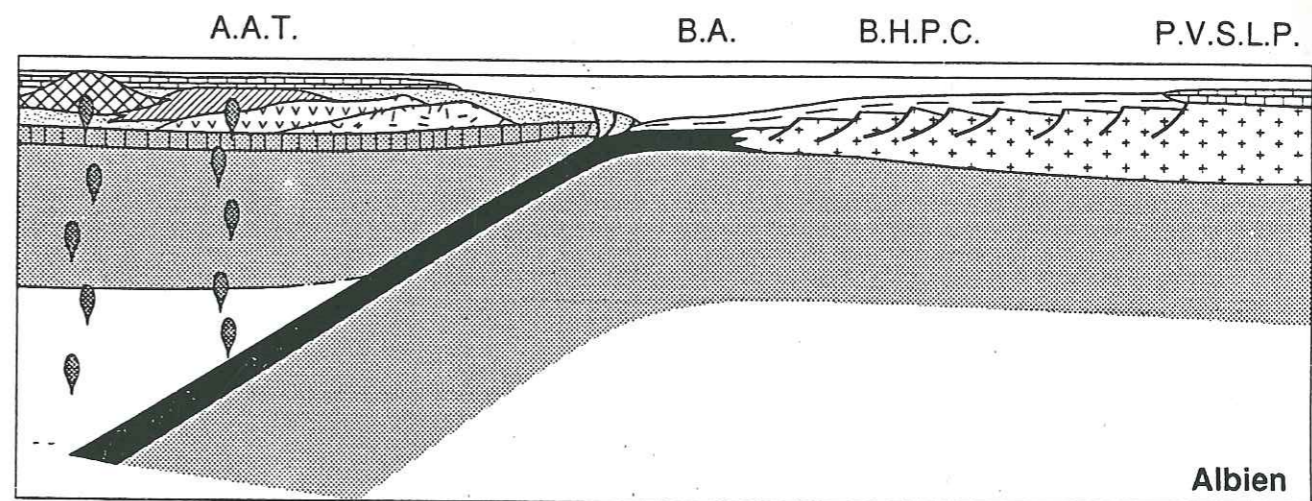
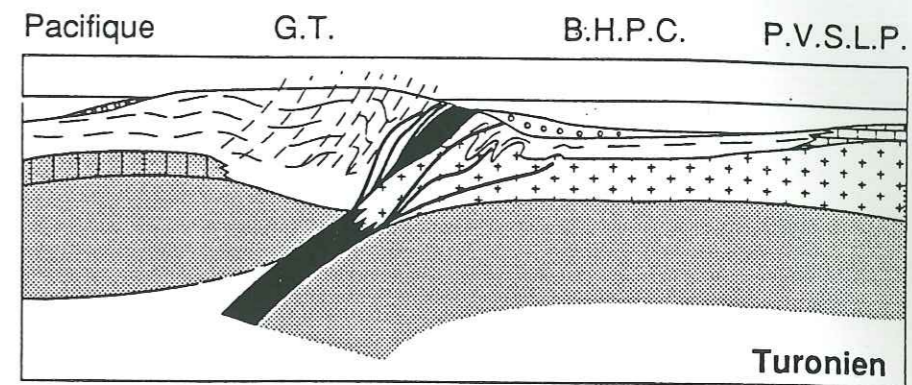
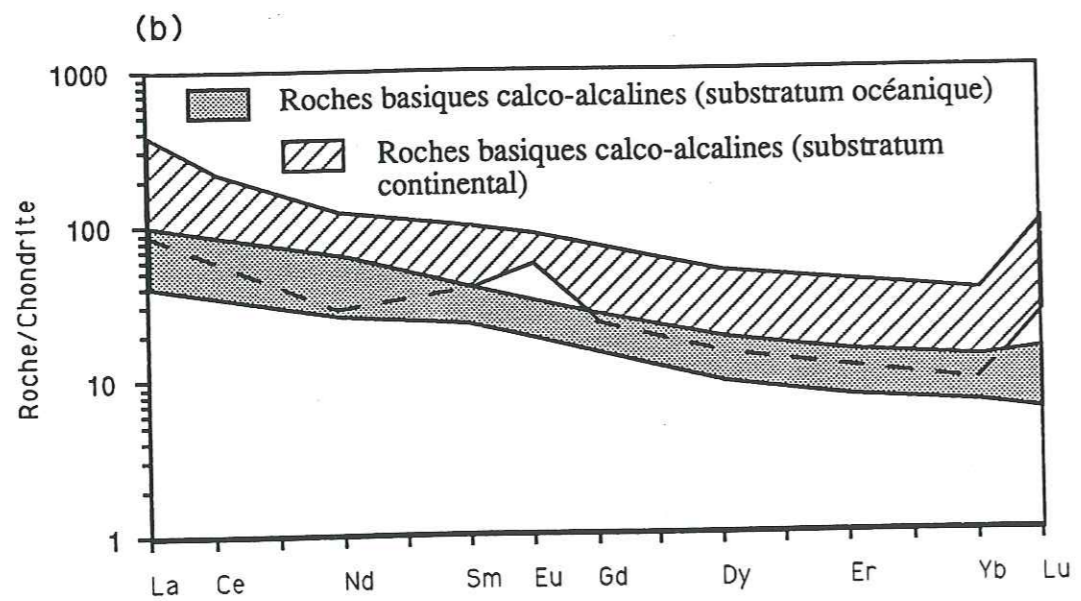
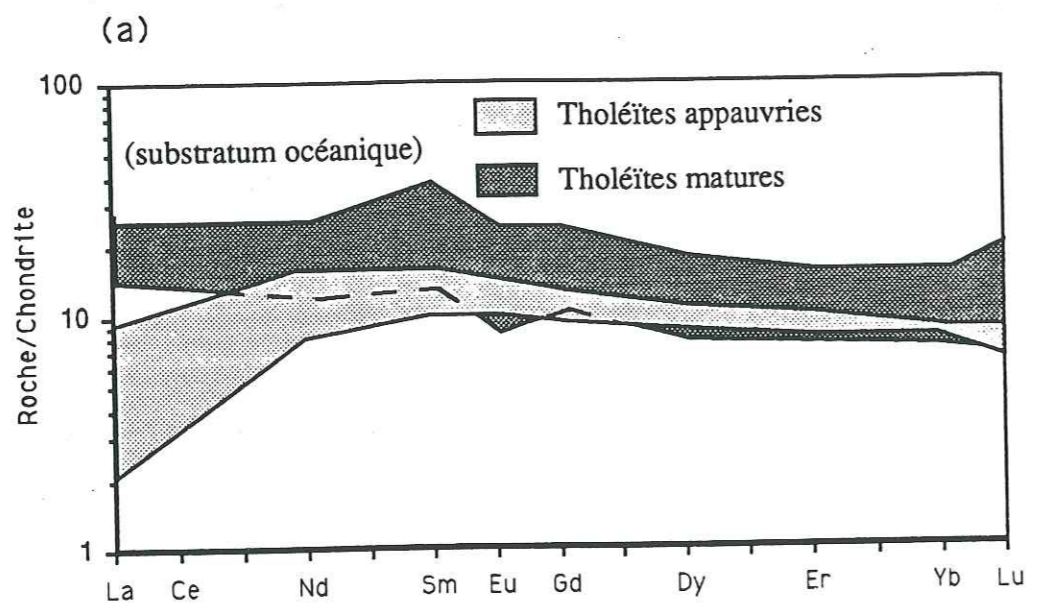


Tableau 1 (suite)

Localisation	Fresnillo*	Guanajuato*	Tecoman**	Tecoman**	Playa Azul**	Playa Azul**	Playa Azul**	Playa Azul**	Playa Azul**	Playa Azul**	Playa Azul**	Playa Azul**
Echantillon n°	ZY - 26	SS 5	M 91-12	M 91-15	M 91-1	M 91-25	M 91-36	M 91-45	M 91-42	M 91-44	M 91-40	M 91-2
Facès	basalte en coussin	gabbro	basalte	basalte	basalte	basalte	andésite	andésite	andésite	dacite	rhyolite	rhyolite
Affinité magmatique	calco-alcalin	calco-alcalin	shoshonite	shoshonite	calco-alcalin	calco-alcalin	calco-alcaline	calco-alcaline	calco-alcaline	calco-alcaline	calco-alcaline	calco-alcaline
La (ppm)	12.63	12.01	15.3	10	7.37	7.37	5.27	11	8.89	13.30	22.10	13
Ce	nd	nd	31.6	23.2	16.7	18.8	9.90	23.50	20	24.80	38.30	23.10
Nd	14.50	16.67	14.0	12.6	9.78	12.7	4.73	11.80	11.9	11.50	14.90	7.73
Sm	3.62	4.20	2.26	2.90	2.14	3.38	1.88	2.75	3.06	2.04	1.89	1.32
Eu	1.15	1.17	1.30	0.86	1.22	1.22	1.06	0.83	0.94	0.84	0.97	0.32
Gd	3.35	3.47	2.75	2.69	3.60	3.60	1.72	1.96	3.35	2.19	1.51	0.74
Dy	2.67	2.81	3.18	3.67	3.50	3.67	1.58	1.60	3.61	2.25	1.81	0.68
Er	1.40	1.48	nd	nd	nd	nd	nd	nd	1.47	nd	nd	nd
Yb	1.21	1.43	1.73	1.03	1.94	1.46	0.71	0.51	2.1	1.34	1.03	0.33
Lu	0.17	0.36	0.59	0.19	0.54	0.22	0.43	0.10	0.41	0.13	0.38	0.07
(La/Yb)N	7.05	5.68	5.96	6.56	2.60	3.41	5.01	14.58	2.85	6.71	3.21	26.63
La/Nb	0.66	--	1.91	1.25	1.47	3.60	1.31	3.66	1.48	--	4.42	--
Texture	porphyrique	orientée	porphyrique	porphyrique	porphyrique	porphyrique	porphyrique	porphyrique	porphyrique	porphyrique	porphyrique	porphyrique
Minéralogie	olivine	Mg-biotite	olivine pseud.	olivine pseud.	plagioclase	Ca-clinopyroxène	Ca-clinopyroxène	Mg-hornblende	clinopyroxène	plagioclase		Mg-hornblende
	Cr-spinelle	Mg-hornblende	clinopyroxène	augite-salite	actinote	Ca-plagioclase	labrador	biotite	plagioclase	orthopyroxène	amphibole	biotite
	calcite	plagioclase	sanidine	sanidine, albite				albite		Na-K-feldspaths		K-Na feldspaths

Notes : Les données géochimiques ont été réalisées par inductively-coupled, plasma source (ICP) spectroscopy au :

(\*) Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (\*), Vandoeuvre les Nancy et (\*\*) Laboratoire de Pétrologie magmatique de l'Université d'Als-Marseille III.

Les conditions analytiques par ICP spectroscopy sont : 1-3 % pour les éléments majeurs; 1,5-2,8 % pour les éléments traces et REE. Mn, Na, K et Rb dosés par absorption atomique avec une précision &lt; à 4%.

Tableau 1. Analyses chimiques représentatives des laves de l'arc Allstos-Teloloapan

Localisation	Fresnillo*	Guanajuato*	Tecoman**	Tecoman**	Playa Azul**	Playa Azul**	Playa Azul**	Playa Azul**	Playa Azul**	Playa Azul**	Playa Azul**	Playa Azul**
Echantillon n°	ZY - 26	SS 5	M 91-12	M 91-15	M 91-1	M 91-25	M 91-36	M 91-45	M 91-42	M 91-44	M 91-40	M 91-2
Facès	basalte en coussin	gabbro	basalte	basalte	basalte	basalte	andésite	andésite	andésite	dacite	rhyolite	rhyolite
Affinité magmatique	calco-alcalin	calco-alcalin	shoshonite	shoshonite	calco-alcalin	calco-alcalin	calco-alcaline	calco-alcaline	calco-alcaline	calco-alcaline	calco-alcaline	calco-alcaline
SiO <sub>2</sub> (%)	46.71	50.67	54.41	50.89	50.38	50.97	52.54	61.23	59.74	67.90	68.98	75.90
TiO <sub>2</sub>	1.37	0.64	1.00	0.95	1.01	1.30	0.49	0.62	0.72	0.42	0.38	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.61	11.85	18.18	17.62	17.63	16.06	21.92	16.91	16.87	17.26	13.60	12.97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.44	9.25	2.94	10.99	12.14	8.36	6.12	4.75	5.29	2.94	2.93	0.75
MnO	0.08	0.17	0.09	0.07	0.39	0.15	0.06	0.06	0.14	0.02	0.04	0.01
MgO	4.74	10.07	4.20	5.30	4.13	6.36	4.73	1.55	3.22	0.18	0.65	0.20
CaO	10.75	11.16	4.44	2.91	4.56	5.80	4.08	5.32	3.05	0.83	2.54	0.58
Na <sub>2</sub> O	3.82	2.29	4.98	5.93	4.18	5.29	4.90	5.12	4.76	5.76	3.32	4.48
K <sub>2</sub> O	0.96	1.45	2.43	1.05	3.55	0.53	1.23	1.02	3.35	4.10	4.40	4.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.43	0.39	0.37	0.22	0.19	0.19	0.21	0.18	0.55	0.12	0.02
LOI	9.82	1.69	3.45	4.32	3.12	5.47	4.47	4.13	2.62	0.80	2.19	1.22
Total	99.71	99.67	99.79	100.05	100.74	100.34	100.37	100.77	100.76	100.34	99.11	100.31
Ni (ppm)	161	132	54	45	16	64	38	6	33	6	19	8
Cr	463	689	115	78	48	65	14	6	83	6	9	5
V	168		168	158	383	190	68	127	136	58	48	4
Y	14.2	19.32	18	19	20	23	7	10	10	12	8	7
Zr	124	74	110	110	72	110	72	98	118	127	145	68
Nb	19	<5	8	8	5	2	4	3	6	7	5	7
Ba	183	501	403	218	1206	68	274	551	1126	1341	1009	217
Sr	124	632	698	639	320	424	529	520	440	311	379	989
Rb	20	26	37	12	76	7	10	15	74	43	nd	24
Ti/Zr	66.29	--	54.54	57	60.50	70.90	40.8	37.95	36.61	--	--	--
Zr/Y	8.72	--	6.11	5.78	3.6	4.72	10.28	9.80	11.8	--	--	--

Géologie/Geology

## Origine intra-océanique des formations volcano-plutoniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional

Enrique ORTIZ, Miriam YTA, Oscar TALAVERA, Henriette LAPIERRE, Olivier MONOD et Marc TARDY

**Résumé** — Les formations volcano-plutoniques du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional, qui chevauchent vers l'Est le domaine de la Sierra Madre Orientale, étaient considérées comme résultant de la subduction du Pacifique sous la marge ouest du continent nord-américain. En fait, selon leurs affinités magmatiques elles appartiennent à un arc intra-océanique installé pour partie au moins sur croûte océanique. Sa base est constituée par une succession tholéitique complète qui débute par des cumulats ultrabasiques. Viennent ensuite des coulées sous-marines basaltiques et andésitiques calco-alcalines associées à des sédiments volcanoclastiques et calcaréo-détritiques de l'Albo-Aptien. On propose de lier la genèse de cet arc à la subduction vers l'Ouest-Sud-Ouest de la lithosphère d'un bassin localisé entre le continent nord-américain et l'océan Pacifique.

### Intra-oceanic origin for the Late Jurassic-Early Cretaceous exotic island arc of central-southern Mexico

**Abstract** — The Late Jurassic-Early Cretaceous allochthonous island-arc rocks of central-southern Mexico were considered up to now as a product of an east-dipping subduction along the western margin of the North American craton. New stratigraphic, petrological and geochemical data show that the Late Jurassic-Early Cretaceous volcano-plutonic series of central-southern Mexico belong to an intra-oceanic island arc. Its base displays a complete tholeiitic suite from ultramafic-mafic cumulate rocks up to pillow-basalts, whereas the uppermost submarine basaltic and andesitic flows display calc-alkaline affinities. The latter are interbedded with volcanoclastic sediments and redeposited limestones that yield reworked Albian-Aptian reef fauna. This island arc was generated by a west-south-west dipping subduction of an oceanic basin located between the Pacific Ocean and the North American craton.

**Abridged English Version** — In Mexico (Fig. 1), the Late Jurassic-Early Cretaceous island-arc series crop out under the Cenozoic volcanic cover [1]. In the southern-central regions, the base of the arc consists of either a volcano-plutonic assemblage [2] (Guanajuato, Fig. 2A; Arcelia, Fig. 2C), or pillow-basalts interbedded with radiolarian cherts and micritic limestones (Saucito, Fig. 2B); both sequences display tholeiitic affinities. Submarine calc-alkaline flows associated with volcanoclastic sediments and Albian-Aptian calcarenitic limestones (Teloloapan Fig. 2D) represent the top of the arc. During Late Early Cretaceous, these arc sequences were thrust over the North American margin ([3] and [4]). To the North-West (Culiacan, Los Mochis), they consist only of extrusives interbedded with Lower Cretaceous calcarenitic limestones which rest unconformably on Carboniferous detritic rocks [5]. These arc-suites are considered either to have been formed by an east-dipping subduction under the western margin of the North American craton ([6] to [9]) or to belong to different arcs separated by back-arc basins ([10] and [11]).

All the rocks are overprinted by a low grade metamorphism [12], the age of which is poorly defined. The basalts display either intersertal textures (Guanajuato-Saucito-Arcelia) with clinopyroxene ± olivine and feldspar microlites or porphyritic textures (Teloloapan) with clinopyroxene + orthopyroxene + plagioclase ± olivine phenocrysts. Andesites include orthopyroxene + clinopyroxene ± pargasitic amphibole. Ultramafic and mafic rocks always show cumulate textures.

Note présentée par Jean AUBOUIN.

Intersertal basalts, dolerites and gabbros display low-K tholeiitic affinities, as indicated by low TiO<sub>2</sub> and K<sub>2</sub>O < 1% (Table); flat REE patterns or slightly depleted in LREE; trace element patterns normalized to MORB [13] enriched in LFS and depleted in HFS (Fig. 3A and C). They are also Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> rich (Table) and their Nb content (< 5 ppm) [14] which is rather high for low-K tholeiites, is a common feature of high-Al basalts [15]. They show high εNd (T = 122 My) = 7 ([2], [12]). Teloloapan calc-alkaline porphyritic basalts and andesites differ from the previous rocks by LREE enriched patterns and higher Zr and Y contents (Fig. 3B).

The predominance of submarine tholeiitic and calc-alkaline basic lavas, the mineralogy of the calc-alkaline andesites *i.e.* Fe-Ti oxides + orthopyroxene + clinopyroxene + plagioclase ± olivine, the high εNd ratio (εNd (T = 122 Ma) = 7) of the rocks of basic to intermediate composition, together with the lack of thick ignimbritic deposits, suggest that the southern-central segment of the Late Jurassic-Early Cretaceous Mexican arc was developed in an intra-oceanic environment.

At the beginning of the magmatic activity, the arc was located far from the continent. Later, the arc remained submerged but the sedimentary environment of its extrusives changed from oceanic to coastal.

Based on these new data, we can suggest the following geodynamic model (Fig. 4). The Cordilleran domain consists of an intra-oceanic island arc whose magmatic activity lasted about 45 Ma, during Late Jurassic and Early Cretaceous. This arc was linked to a west-south-west dipping subduction of an oceanic basin, which fringed the western North American craton, under the Paleo-Pacific ocean. The remnants of this oceanic basin could be represented by the alkaline basement of the Early Cretaceous Arperos Formation [16]. The arc-basement was an oceanic crust, but it evolved northwards from oceanic to continental.

**I. INTRODUCTION.** — Au Mexique (fig. 1), les formations du domaine cordilléraire [1], datées du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, affleurent sporadiquement sous les volcanites cénozoïques. Au centre et au sud, après analyse de la tectonique qui les affecte [2] on peut reconstituer leur succession d'origine : à la base, séquence magmatique tholéitique de Guanajuato (fig. 2A), Saucito (fig. 2B), Arcelia (fig. 2C); au sommet, coulées volcaniques calco-alcalines intercalées dans des formations volcano et calcaréo-détritiques à Teloloapan (fig. 2D). Ces formations sont celles d'un arc volcano-plutonique dont la nature est discutée ici et qui est venu, dès la fin du Crétacé inférieur, chevaucher, vers l'Est, le domaine de la Sierra Madre Orientale aux séries carbonatées déposées sur le continent nord-américain ([3], [4] et [1]). Au Nord-Ouest (Los Mochis, Culiacan) et donc latéralement aux précédentes, les formations essentiellement volcano-détritiques, reposent en discordance sur du Carbonifère [5].

Des modèles ont été proposés pour expliquer la genèse de l'arc volcano-plutonique au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Classiquement, son origine, sur la bordure du continent, est liée à la subduction de la lithosphère océanique sous-celle-ci et vers l'Est ([6] à [9]). Pour d'autres auteurs, plusieurs arcs séparés par des bassins, seraient venus s'accréter à la marge continentale mexicaine au Crétacé supérieur-Paléocène ([10] et [11]).

De nouvelles données pétrographiques et géochimiques permettent de rattacher l'ensemble des formations du domaine cordilléraire mexicain à un même arc intra-pacifique établi pour l'essentiel sur croûte océanique mais pouvant s'appuyer localement sur des blocs à croûte continentale.

II. PRINCIPAUX CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES DES FORMATIONS MAGMATIQUES D'ARC. — Les faciès de la séquence magmatique de Guanajuato étant décrits ([2] et [12]), nous présentons les caractères pétrographiques des types lithologiques communs aux affleurements de Guanajuato, Saucito, Arcelia et Teloloapan : basaltes, andésites, dolérites, gabbros et diorites. Ces roches sont affectées par un métamorphisme schiste vert à albite ± chlorite ± actinote ± calcite ± céladonite ± prehnite ± quartz, encore mal daté.

Les *basaltes* sont soit à texture intersertale parfois porphyrique, avec clinopyroxène ± olivine + oxydes ferrotitanés + plagioclase en microlites (Guanajuato, Saucito, Arcelia) soit très porphyrique (Teloloapan) à phénocristaux de plagioclase ± olivine + orthopyroxène + clinopyroxène à inclusions d'oxydes ferrotitanés. Les *andésites* (Teloloapan) sont aussi à deux pyroxènes. Les *dolérites* (Guanajuato, Arcelia) sont à clinopyroxène + plagioclases zonés. Les *diorites cumulats* (Guanajuato, Arcelia) sont à magnésio-hornblende. Les *gabbros cumulats* (Guanajuato, Arcelia) sont à plagioclase zoné, à clinopyroxène bordé par de la magnésio-hornblende. Les ultrabasites (Guanajuato-Arcelia), toujours à texture de cumulat, sont des werhlites à olivine ± phlogopite et des clinopyroxénites à olivine ± hornblende tschermackitique.

III. AFFINITÉS MAGMATIQUES. — Les *basaltes intersertaux* et les *dolérites* de Guanajuato, Saucito et Arcelia sont parfois très alumineux (tableau). Leur déficit en SiO<sub>2</sub>, leurs teneurs élevées en Na<sub>2</sub>O et dans une moindre mesure en K<sub>2</sub>O traduisent l'effet du métamorphisme schiste vert. Leurs teneurs en TiO<sub>2</sub> sont < 1,5 %; leurs spectres de terres rares sont plats ou appauvris en terres rares légères (tableau). Leurs diagrammes multi-éléments, normalisés aux tholéites abyssales [13] montrent qu'ils sont enrichis en éléments à faible charge ionique, à l'exception de K<sub>2</sub>O dont la teneur est souvent < à 1 % (fig. 3 A). Inversement, ils sont appauvris en éléments à forte charge ionique. Ces caractères sont ceux de tholéites d'arc [13]. Cependant, ils sont enrichis en Nb (Nb < à 5 ppm) (tableau) [14]; ce qui est une caractéristique de basalte hyperalumineux [15]. Certains basaltes de Saucito ont des concentrations en terres rares et en Zr légèrement plus élevées (fig. 3 A); ce qui indique qu'ils sont plus différenciés.

Les *basaltes et andésites porphyriques* de Teloloapan sont calco-alcalins car : (1) ils sont enrichis en éléments lithophiles et en terres rares légères; (2) appauvris en éléments à forte charge ionique (fig. 3 B) à l'exception du Nb (8 ppm < Nb < 14 ppm; tableau). En outre, leurs teneurs en Y, suggèrent la présence d'amphibole dans la source magmatique. Les *gabbros cumulats* à plagioclase-clinopyroxène et magnésio-hornblende de Guanajuato et d'Arcelia sont cogénétiques des basaltes et dolérites tholéitiques avec lesquels ils présentent les mêmes caractères géochimiques (tableau; fig. 3 C). Les *diorites à magnésio-hornblende* aux spectres de terres rares plats sont les termes les plus différenciés de la séquence d'arc. Ce cogénéisme entre tous les termes tholéitiques de l'arc est confirmé par les valeurs élevées de l' $\epsilon_{Nd}(T=122\text{ Ma})=7$  ([2] et [12]) suggérant que le magma dérive d'une source mantellique peu ou pas contaminée par un composant crustal.

IV. CONCLUSIONS ET IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES. — Au Mexique, les formations du domaine occidental cordillérain ont des caractères pétrographiques, géochimiques et stratigraphiques qui permettent de les rattacher à un arc volcano-plutonique, ayant fonctionné au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

On attribue à la base de la partie de l'arc présente dans le centre et le sud du Mexique, des roches magmatiques tholéitiques (Guanajuato et Arcelia) ainsi qu'une série volcano-sédimentaire pélagique (radiolarites et calcaires micritiques) de Saucito. A son sommet,

on rattache des basaltes et andésites calco-alcalins interstratifiés dans des formations sédimentaires volcanoclastiques et calcaréo-détritiques (Teloloapan). La valeur élevée de l' $\epsilon_{Nd}(T) \sim 7$  des roches tholéitiques basales indique que le magma dérivait d'une source mantellique peu ou pas contaminée par un composant crustal. L'enrichissement caractéristique en Nb se maintient durant toute l'activité de l'arc; on le retrouve jusque dans les basaltes et andésites de Teloloapan. Enfin, la prédominance des termes basiques calco-alcalins, la minéralogie des andésites, l'absence de puissants épanchements ignimbritiques rhyo-dacitiques suggèrent que cette partie de l'arc a conservé son caractère intra-océanique tout au long de son activité.

L'environnement sédimentaire de l'arc a évolué dans le temps. Les apports calcaréo-détritiques en provenance de plates-formes carbonatées épicontinentales et interstratifiées à l'Albo-Aptien dans les laves calco-alcalines de son sommet, suggèrent qu'à cette époque, l'arc né au Jurassique supérieur, en milieu océanique, loin d'une marge continentale, se trouvait au voisinage de la marge continentale ouest-américaine prêt à la chevaucher.

Ces données nouvelles permettent de proposer le modèle géodynamique suivant (fig. 4). Le domaine cordillérain a pour origine un arc volcanique intra-pacifique dont l'activité s'est maintenue environ 45 Ma, durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Établi sur croûte océanique, il s'appuyait vers le Nord-Ouest sur un (des) bloc(s) de

## EXPLICATIONS DE LA PLANCHE I

Fig. 1. — Carte structurale simplifiée d'une partie du Mexique situant les principaux affleurements des formations volcano-plutoniques d'arc jurassique supérieur-crétacé inférieur, d'après Tardy (1980).

1. Volcanisme récent de l'Axe volcanique transmexicain; 2. Volcanisme à dominante ignimbritique oligo-miocène de la Sierra Madre occidentale; 3. Cénozoïque de la plaine côtière du Golfe du Mexique; 4. Couches rouges tertiaires; 5. Mésozoïque sédimentaire de la Sierra Madre orientale; 6. Formations de l'arc jurassique supérieur-crétacé inférieur du domaine cordillérain chevauchantes vers l'Est; 7. Volcano-sédimentaire Jurassique supérieur-Crétacé inférieur de Huetamo; 8. Plate-forme carbonatée mésozoïque de Guerrero-Morelos; 9. Paléozoïque (?) du Complexe de Xolapa.

Fig. 1. — Schematic structural map of part of Mexico showing the distribution of the Late Jurassic-Lower Cretaceous allochthonous volcano-plutonic arc series; after Tardy (1980). 1. Recent volcanism of the Transmexican axis; 2. Western Sierra Madre Oligo-Miocene ignimbrites; 3. Cenozoic detritic sedimentary sequences of the coastal plain of Mexican Gulf; 4. Tertiary red beds (volcano-sedimentary strata); 5. Mesozoic sediments of the eastern Sierra Madre; 6. Upper Jurassic-Lower Cretaceous allochthonous arc-sequences of the western Cordilleran province; 7. Huetamo Upper Jurassic-Lower Cretaceous volcano-sedimentary sequence; 8. Guerrero-Morelos Mesozoic carbonate platform deposits; 9. Paleozoic (?) Xolapa Complex.

Fig. 2. — Colonnes lithostratigraphiques reconstituées et simplifiées de l'arc jurassique supérieur-crétacé inférieur. (A). Séquence magmatique de Guanajuato; (B). Volcano-sédimentaire de Saucito; (C). Séquence magmatique d'Arcelia; (D). Volcano-sédimentaire albo-aptien de Teloloapan. 1. Cumulats ultrabasiques; 2. Gabbros rubanés; 3. Diorites à hornblende; 4. Diorites à salite, tonalites-trondhjémites et complexe filonien basique; 5a. Basaltes en coussins; 5b. Basaltes et andésites massifs 6. Calcaires micritiques; 7. Formations calcaréo-détritiques albo-aptiennes; 8. Radiolarites; 9. Pyroclastites; 10. Sédiments volcanoclastiques.

Fig. 2. Simplified lithostratigraphic columns of the Late Jurassic-Early Cretaceous volcano-plutonic arc formations. (a) Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence; (b) Lower Cretaceous Saucito volcano-sedimentary sequence; (c) Arcelia magmatic sequence; (d) Albian-Aptian Teloloapan volcano-sedimentary sequence. 1. Ultramafic cumulates; 2. Layered gabbros; 3. Hornblende-diorites; 4. Salite-diorites, tonalites-trondhjémites intruded by the basic dyke complex; 5a. Basaltic pillow-lavas; 5b. Basaltic and andesitic massive flows; 6. Micritic limestones; 7. Albo-Aptian detrital limestones; 8. Radiolarites; 9. Pyroclastic rocks; 10. Volcaniclastic sediments.

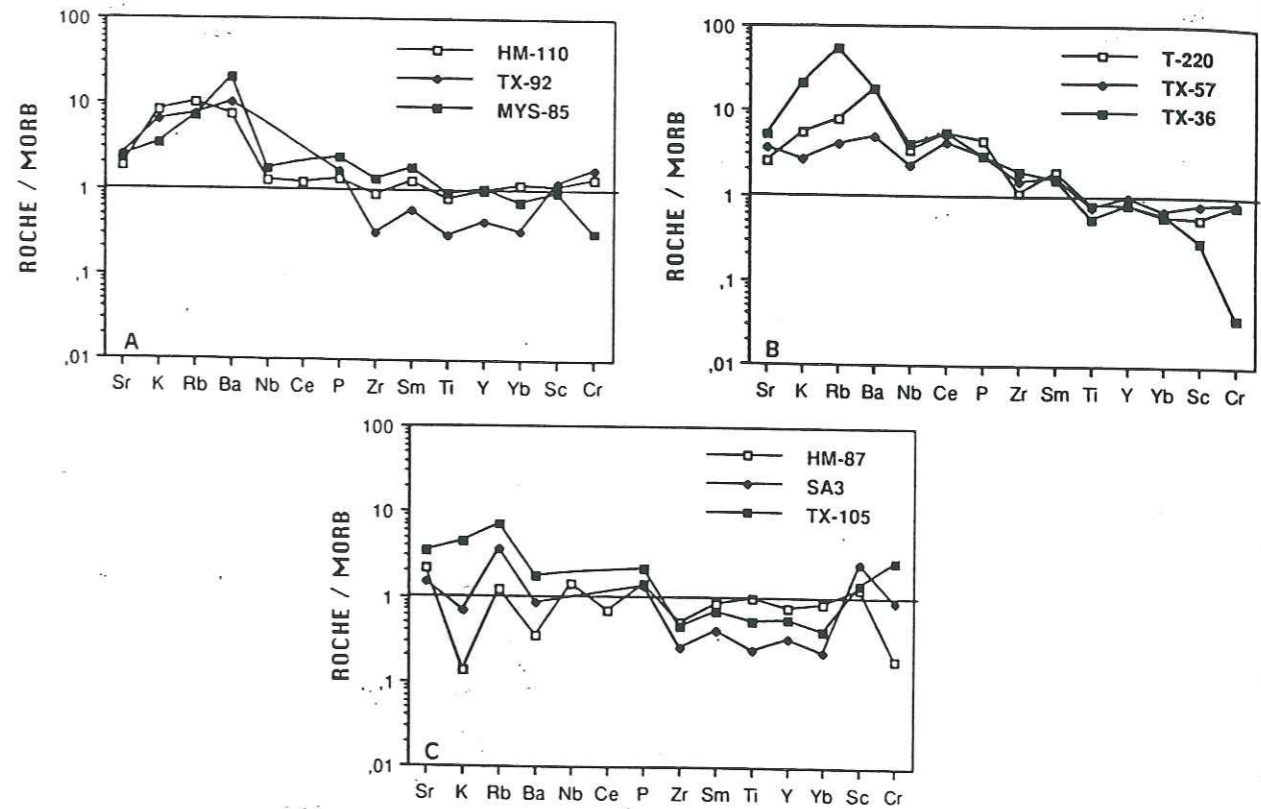
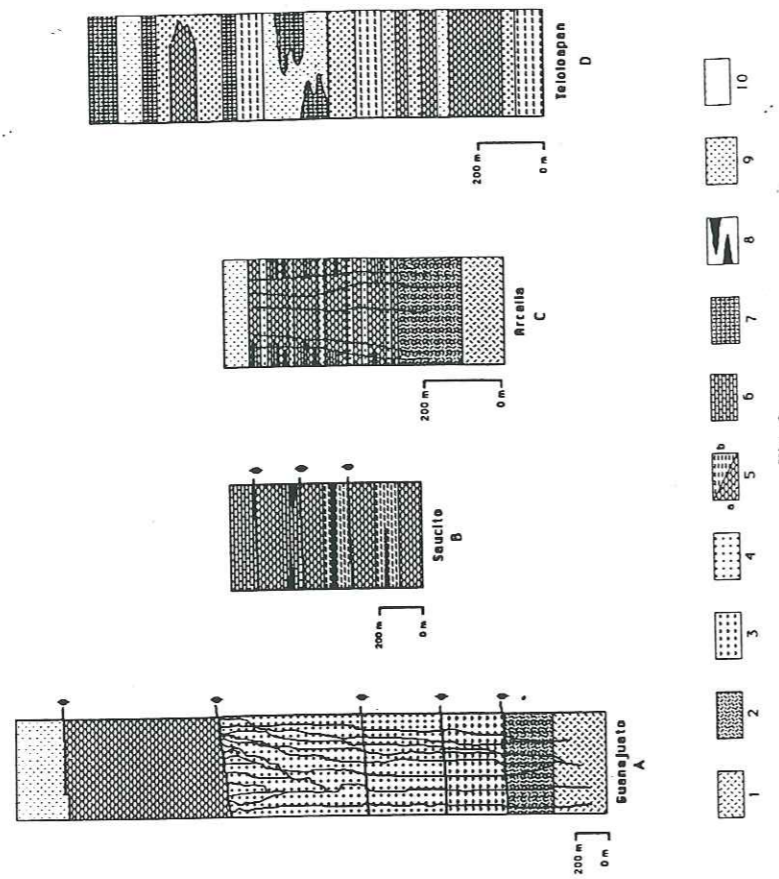
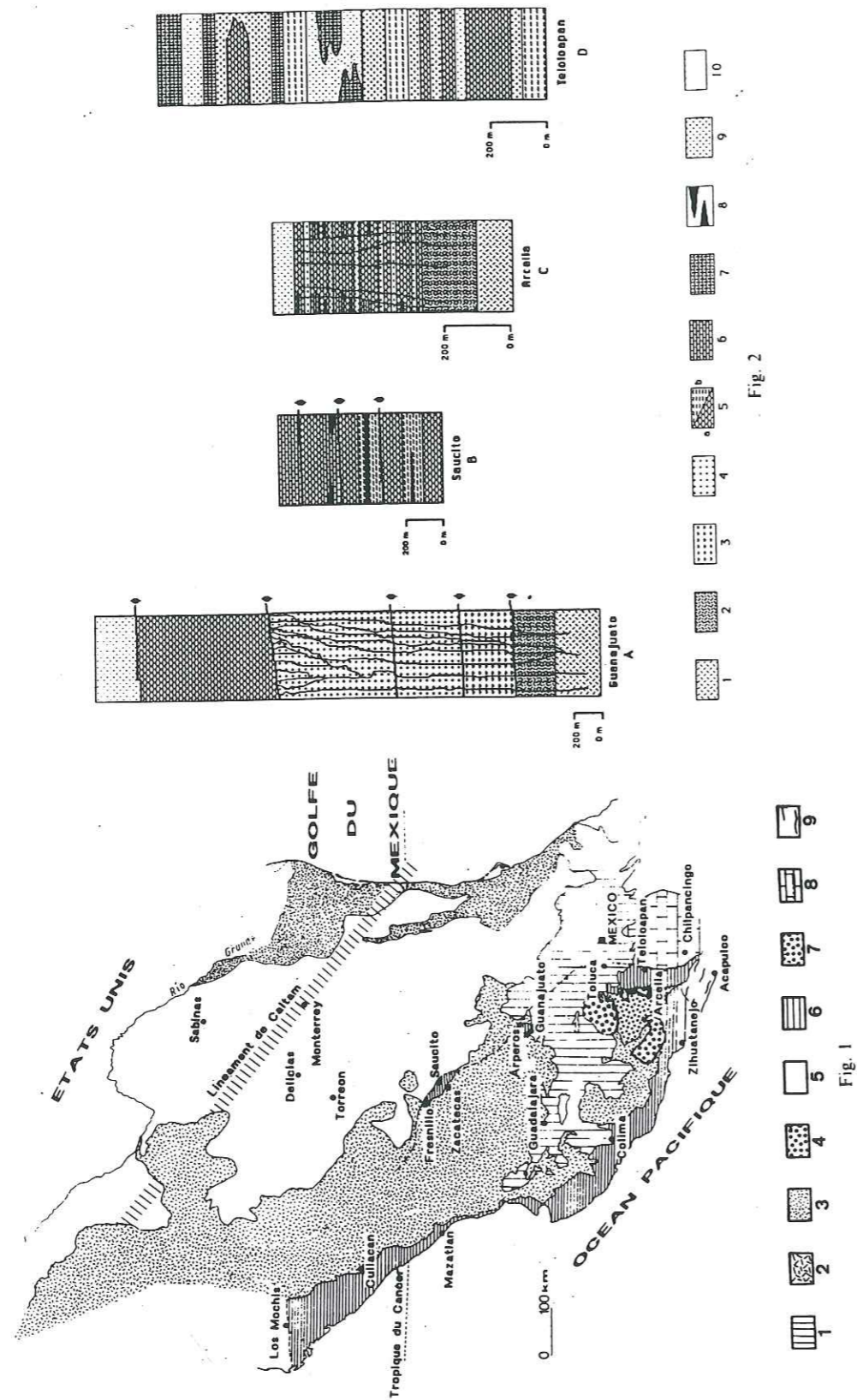


Fig. 3. - Arachnogrammes normalisés aux tholéïtes abyssales (d'après Pearce, 1983) des principaux types pétrographiques de l'arc jurassique supérieur-crétacé inférieur. (A) basaltes tholéïtiques de Guanajuato (HM-110), Arcelia (TX-92) et de Saucito (MYS-85); (B) basaltes (T-220 et TX-57) et andésites calco-alkalins (TX-36) de Teloapan; (C) gabbros (SA-3) et dolérites (HM-87) tholéïtiques de Guanajuato et d'Arcelia (TX-105).

Fig. 3. - Trace element patterns normalized to MORB (after Pearce, 1983) of the Late Jurassic-Early Cretaceous arc rocks. (A) Guanajuato (HM-110), Arcelia (TX-92) and Saucito (MYS-85) tholeiitic basalts; (B) Teloapan calc-alkaline basalts (T-200 et TX-57) and andesites (TX-36); (C) Guanajuato tholeiitic gabbros (SA-3) and dolerites (HM-87); Arcelia tholeiitic gabbro, (TX-105).

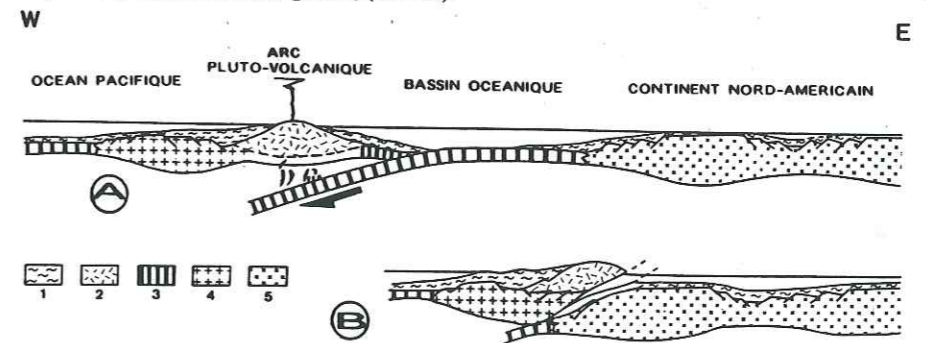


Fig. 4. - Schéma interprétatif de l'évolution géodynamique de la bordure occidentale du continent nord-américain et de l'arc Jurassique supérieur-Crétacé supérieur. 1. Couverture volcanoclastique de l'arc; 2. Séquences volcano-plutoniques d'arc. 3. lithosphère océanique; 4. fragment continental paléozoïque de Sinaloa; 5. Continent nord-américain.

Fig. 4. - Geodynamic evolution of the North American western margin and the island arc during Late Jurassic-Late Cretaceous. 1. Volcaniclastic sedimentary cover of the island arc; 2. volcano-plutonic arc sequences; 3. oceanic lithosphere; 4. Sinaloa Paleozoic continental fragment; 5. North American continent.

TABLEAU  
Analyses chimiques représentatives des roches  
de l'arc jurassique supérieur-crétacé inférieur du Mexique centro-méridional.  
*Representative chemical analysis  
of the Late Jurassic-Early Cretaceous arc-rocks of central-southern Mexico*

	HM-110 Basalte	HM-87 Dolérite	SA 3 Gabbro	Tx-92 Basalte	Tx-105 Gabbro	MYS-85 Basalte	T-220 Basalte	Tx-57 Basalte	Tx-36 Andésite
SiO <sub>2</sub> . . . . .	47,47	47,17	50,30	51,30	45,28	44,92	49,09	51,20	57,65
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,18	1,50	0,35	0,44	0,79	1,41	1,20	1,12	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,08	15,23	9,44	13,26	13,46	13,38	17,64	15,53	17,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	9,21	14,50	7,84	8,92	9,80	7,33	8,33	8,69	6,75
MnO . . . . .	0,17	0,20	0,15	0,14	0,14	0,15	0,15	0,08	0,08
MgO . . . . .	7,29	5,23	11,61	9,13	10,51	4,25	4,82	5,47	1,75
CaO . . . . .	8,65	8,78	16,16	8,38	12,41	11,91	6,50	9,74	5,98
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,34	3,20	1,38	2,34	1,46	4,25	5,22	2,63	3,00
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,23	0,02	0,10	0,96	0,65	0,50	0,81	0,40	3,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,16	0,17	0,16	0,20	0,26	0,29	0,53	0,35	0,34
P.F. . . . .	3,70	3,41	1,72	3,70	4,97	11,94	5,78	4,48	2,68
TOTAL . . . . .	99,48	99,41	98,94	98,77	99,73	100,33	100,07	99,69	99,23
Ni . . . . .	224,00	22,00	81,00	93,00	140,00	77,00	80,00	58,00	6,00
Cr . . . . .	327,00	45,00	218,00	429,00	638,00	76,00	194,00	205,00	9,00
V . . . . .	253,00	378,00	229,00	241,00	279,00	214,00	177,00	206,00	122,00
Y . . . . .	29,40	23,00	9,58	12,55	16,60	30,78	23,60	29,11	23,78
Nb . . . . .	4,40	5,00	—	—	—	6,00	12,00	8,00	14,00
Zr . . . . .	79,30	45,00	23,00	28,00	40,00	118,00	99,00	135,00	174,00
La . . . . .	4,95	2,64	1,74	3,48	3,12	6,33	26,62	19,78	28,70
Ce . . . . .	11,91	6,90	—	—	—	—	53,30	42,11	54,28
Nd . . . . .	12,93	7,49	3,46	5,61	7,18	11,88	28,27	22,95	24,90
Sm . . . . .	4,16	2,74	1,33	1,94	2,27	6,00	6,19	5,52	5,20
Eu . . . . .	1,63	1,18	0,42	0,52	0,70	1,40	1,68	1,45	1,45
Gd . . . . .	5,42	3,92	1,64	2,11	3,00	4,94	4,90	4,94	4,31
Dy . . . . .	6,40	4,66	1,54	1,92	2,57	4,43	4,09	4,53	3,81
Er . . . . .	4,02	2,91	0,94	1,25	1,50	2,50	2,31	2,46	2,29
Yb . . . . .	3,80	2,80	0,77	1,13	1,37	2,42	1,92	2,32	2,10
Lu . . . . .	—	—	0,09	0,16	0,16	0,47	0,23	0,31	0,26
(La/Yb)N . . . . .	0,879	0,636	1,525	2,079	1,537	1,766	9,358	5,755	9,225

croûte continentale et était séparé de la marge nord-américaine par un bassin à fond océanique (la Formation Arperos du Crétacé [16], chevauchée près de Guanajuato par l'arc [2], en est le témoin avec ses basaltes en coussins et ses dolérites de magmatisme alcalin intra-plaque). La résorption de ce bassin par subduction vers l'Ouest-Sud-Ouest tout en engendrant l'arc volcano-plutonique permettait son rapprochement du continent nord-américain et finalement son collage par collision à la fin du Crétacé inférieur.

Contribution C.N.R.S.-I.N.S.U.-D.B.T. n° 84 et M.A.E.

Note remise le 8 octobre 1990, acceptée le 13 décembre 1990.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] M. TARDY, J.-Ch. CARFANTAN et Cl. RANGIN, *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, n° 6, 1986, p. 1025-1031.  
[2] O. MONOD, H. LAPIERRE, M. CHIOLDI, J. MARTINEZ-REYES, P. CALVET, E. ORTIZ et J.-L. ZIMMERMANN, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, série II, 1990, p. 45-51.

- [3] M.-F. CAMPA, A. OVIEDO et M. TARDY, *Cong. latino-americano Geol. Acapulco*, Mexico Resumenes, 1976, p. 23.  
[4] M. TARDY, *Thèse d'État*, Université Pierre-et-Marie-Curie, 1980, 459 p.  
[5] M. BONNEAU, *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIV, 1972, p. 55-65.  
[6] D. A. CORDOBA, M. TARDY, M.-F. CAMPA et C. RANGIN, 26<sup>e</sup> *Cong. Géol. Intern.*, Col. C 5, B.R.G.M., 1980, p. 18-29.  
[7] Cl. RANGIN, *Thèse d'État*, Université Pierre-et-Marie-Curie, 1982, 588 p.  
[8] F. ROURE et M. SOSSON, *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, n° 6, 1986, p. 945-959.  
[9] F. ROURE, V. CARAYON et C. RANGIN, *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, n° 6, 1986, p. 931-944.  
[10] M.-F. CAMPA et P. J. CONEY, *Can. J. Earth. Sci.*, 20, 1983, p. 1040-1051.  
[11] M. SERVAIS, E. CUEVAS-PEREZ et O. MONOD, *Bull. Soc. géol. France*, (8), II, n° 6, 1986, p. 1033-1047.  
[12] H. LAPIERRE, E. ORTIZ, W. ABOUCHAMI, O. MONOD, C. COULON et J.-L. ZIMMERMANN, *Earth Planet. Sci. Lett.* (soumis).  
[13] J. A. PEARCE, in *Continental basalts and Mantle xenoliths*, C. J. HAWKESWORTH et M. J. NORRY éd., Shiva Publishing Nantwich, 1983, p. 297-308.  
[14] J. A. PEARCE, in *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*, R. S. THORPE éd., J. Wiley and Sons, Chichester, 1982, p. 525-548.  
[15] BASALTIC VOLCANISM STUDY PROJECT, Pergamon Press, Inc., New York, 1981, 1286 p.  
[16] V. M. DAVILA-ALCOCER et J. MARTINEZ-REYES, in *Simposio sobre la geologia de la Sierra de Guanajuato (Gto)*, U.N.A.M., Instituto de geologia de Guanajuato (Resumenes), 1987, p. 19-20.

E. O., O. T. et H. L. : U.R.A.-C.N.R.S., n° 1366,  
et U.R.A.-C.N.R.S., n° 69, Université Joseph-Fourier de Grenoble,  
Institut Dolomieu, 38031 Grenoble Cedex;

M. Y. et O. M. : U.R.A.-C.N.R.S., n° 1366, Laboratoire de Géologie structurale,  
Université d'Orléans, B.P. n° 6759, 45067 Orléans Cedex;

E. O. et M. Y. : Consejo de Recursos Minerales, Mexico DF;

O. T. : Universidad de Guerrero, Taxco Viejo, Gro., Mexique;

M. T. : U.R.A.-C.N.R.S., n° 69, Laboratoire de Géodynamique,  
Université de Savoie, B.P. n° 1104, 73011 Chambéry Cedex.

## A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic–Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico

Henriette Lapiere<sup>a</sup>, Luis Enrique Ortiz<sup>a,b,c,d,e</sup>, Wafa Abouchami<sup>b</sup>, Olivier Monod<sup>c</sup>, Christian Coulon<sup>d</sup> and Jean-Louis Zimmermann<sup>b</sup>

<sup>a</sup> URA / CNRS 69, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cedex, France

<sup>b</sup> Laboratoire de Géochimie isotopique, Centre de Recherche Pétrographiques et Géochimiques, B.P. 20, 54501 Vandoeuvre les Nancy Cedex, France

<sup>c</sup> URA / CNRS 1366, Laboratoire de Géologie structurale, Département des Sciences de la Terre, UFR Sciences, Université d'Orléans, B.P. 6757, 45067 Orleans Cedex, France

<sup>d</sup> URA / CNRS 1277, Laboratoire de Pétrologie Magmatique, Faculté des Sciences de St Jérôme, B.P. 441, Université d'Aix-Marseille III, 13397 Marseille Cedex 4, France

<sup>e</sup> Consejo de Recursos Minerales, Niños Heroes 139, Col. Doctores, Mexico City, Mexico

Received January 30, 1991; revision accepted November 5, 1991

### ABSTRACT

The Late Jurassic–Early Cretaceous Alisitos–Teloloapan intra-oceanic arc, which extends along the Pacific coast of Mexico, is overlain by the extensive thick calc-alkaline Tertiary volcanics of the Sierra Madre Occidental. In central-southern Mexico this arc can be divided into two major units. Its base, which is mainly exposed in the Guanajuato–Leon area, consists of a volcano-plutonic assemblage referred to as the Guanajuato magmatic sequence. The top consists of pillowed calc-alkaline basalts and andesites overlain and/or interbedded with a thick volcanoclastic sedimentary pile in which lenses of reworked Albian–Aptian reefal limestones are interlayered. The Guanajuato magmatic sequence represents the crustal section of an intra-oceanic nascent island arc and from top to base is made up of: (1) volcanoclastic sedimentary cover, (2) a predominantly pillowed basaltic sequence, (3) a doleritic and basaltic dyke complex, (4) silicic plutonic rocks and salite diorite, (5) Mg-hornblende diorite, (6) layered cumulate gabbros and, (7) ultramafic-mafic cumulates. Plutonic rocks of intermediate to silicic composition are volumetrically abundant. All the rocks have suffered low-grade metamorphism with magmatic textures preserved. Metamorphic textures do not occur. Mg-rich olivine is restricted to the ultramafic cumulates, whereas Ca-rich clinopyroxene is present in all the rock types, although with the exception of the most differentiated silica rich plutonic rocks. The textural relationships and mineral chemistry of the clinopyroxenes and hornblende in the ultramafic cumulates and in the clinopyroxene gabbros point to an origin by igneous accumulation from a tholeiitic parent magma at shallow levels above the mantle–crust boundary.

Al-rich basalts and dolerites belong to a low-K tholeiitic suite. The Nb contents, which are abnormally high for arc tholeiites, are in the range of N-MORB. Such enrichments have been related to an immature stage of the arc development, the mantle wedge being still enriched. This is in agreement with the evidence that the Guanajuato tholeiitic magma represents the earliest products of the Alisitos–Teloloapan arc magmatic activity. The Guanajuato basic rocks and hornblende diorite show similar high  $\epsilon_{Nd}$  ratios which fall in the range of the values of oceanic arcs. The most siliceous plutonic rocks differ from the basic suite by virtue of their slightly lower  $\epsilon_{Nd}$  and higher  $\epsilon_{Sr}$  ratios, which may be explained by an assimilation-fractional crystallization (AFC) process. The siliceous melts differentiated by crystal fractionation from the tholeiitic mantle magma and assimilated material such as metamorphosed oceanic crust and sediments, which form the wall rocks of the magma chamber. The high  $\epsilon_{Sr}$  ratios of the basalts and their feeder dykes are probably related to the polyphase low-grade metamorphism (i.e. hydrothermal oceanic alteration and regional metamorphism) that has affected the uppermost levels of the arc.

### 1. Introduction

Studies of complete sections of nascent or immature island arcs are critically important in

Correspondence to: URA/CNRS 69, Université Joseph Fourier, Institut Dolomieu, 15 rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble Cedex, France

increasing our knowledge of magmas formed at converging plate boundaries. Most petrological modelling of arc magmas relies heavily on the composition of the volcanics, and the nature of the island-arc crust has only been minimally integrated into these models. Deep levels of evolved or mature island arcs can be seen in various regions [1]. The upper crust is often exposed and consists of abundant intrusions of gabbro, diorite (especially quartz diorite), tonalite and trondhjemite. The middle and lower crust, which form the roots of the arcs, are well exposed in some of the evolved arcs (i.e., Kohistan arc [2,3,4], Tonsina [5], Horokanai ophiolite in Japan [6], and Canyon ophiolite in Oregon [7]) that were tectonically accreted onto continental margins and then subjected to intense erosion or uplift. The roots of immature intra-oceanic arcs have been less well studied. Very few examples of primitive arcs have so far been described, although the following may be quoted: the metamorphosed Early Cretaceous New Zealand arc [8], the Eocene Zambales ophiolite of Western Luzon (interpreted as a nascent arc [9]), the early Paleozoic immature Copley–Balaklala island arc of the eastern Klamath Mountains [10], the Fiji islands [11], and the Tonsina arc in Alaska [5,12,13]. In the Mariana trench, the two-pyroxene gabbros and serpentinized ultramafic rocks that have been dredged [14,15,16] have been considered as representing samples from the roots of an immature island arc.

This paper is devoted to the petrology and geochemistry of the Late Jurassic–Early Cretaceous Guanajuato volcanic and plutonic rocks, which we consider as representing the remnants of the tholeiitic base of an intra-oceanic island arc [17].

### 2. Geological setting and lithostratigraphic succession of the Guanajuato magmatic sequence

The Late Jurassic–Early Cretaceous island arc terranes, referred to collectively as the Alisitos–Teloloapan arc [18], extend along the Pacific coast of Mexico and are overlain by extensively thick calc-alkaline Tertiary volcanics constituting the Sierra Madre Occidental (Fig. 1). They were affected by polyphase tectogenesis, the late Early

Cretaceous Oregonian and Late Cretaceous–Paleocene Laramide phases [19–26]. Only limited exposures of the Alisitos–Teloloapan allochthonous arc have been identified east of the Sierra Madre Occidental. These exposures occur west of the large Mesozoic and Tertiary carbonate platform which extends further to the east as far as the Sierra Madre Oriental.

In central-southern Mexico, the Alisitos–Teloloapan arc can be divided into two major units (Fig. 1). Its base, which is exposed mainly in the Guanajuato–Leon area (Fig. 2a), consists of a volcano-plutonic assemblage, known as the Guanajuato magmatic sequence. Its top is formed by pillowed calc-alkaline basalts and andesites overlain by and/or interbedded with a thick volcanoclastic sedimentary pile in which interlayered lenses of reworked Albian–Aptian reefal limestones occur [17–27].

Five tectonic units separated from one another by conspicuous tectonic contacts (Figs. 2a and b; [28]) have been recognized in the Guanajuato magmatic sequence: La Luz volcano-sedimentary sequence, the Santa Ana dyke complex, the Tuna Mansa diorite, the Cerro Pelon silicic plutonic unit, and the San Juan de Otates ultramafic–mafic cumulates. In the tectonic pile the ultramafic–mafic cumulates represent the uppermost unit, whereas the Luz volcano-sedimentary sequence is thrust over a highly deformed flysch-like detrital sequence of Lower Cretaceous age [29] (Arperos Formation, [28]) which constitutes the lowermost visible unit (Fig. 2b). Plutons ranging in age from Cretaceous to Paleocene [30] intrude the aforementioned units.

La Luz volcano-sedimentary sequence, which is more than 1000 m thick, consists of pillowed and massive lavas overlain conformably by volcanoclastic sediments and calc-alkaline rhyodacitic tuffs. Within the basalts, interbedded sediments and pyroclastic rocks are exceptional.

The Santa Ana dyke complex comprises a set of doleritic and basaltic dykes within a dioritic, quartz dioritic to tonalitic host rock. At the base of this unit, layered cumulate plagioclase-rich gabbros are exposed. Such gabbros are also found as host rock in the dyke complex.

The Cerro Pelon unit displays a variety of K-poor silicic facies grading from salite- and quartz diorite to tonalite–trondhjemite and gra-

nophyre intruded by swarms of doleritic and basaltic dykes.

The Tuna Mansa diorite is intruded by doleritic and basaltic dykes. This diorite often includes magnetite and Mg-hornblende rich cumulates and xenoliths of clinopyroxenite cumulates.

The cumulate ultramafic-mafic San Juan de Otates unit is composed of wehrlites and olivine clinopyroxenites conformably overlain by layered clinopyroxene melagabbros. Metamorphic peridotites are absent. The ultramafic cumulate rocks are intruded by small calc-alkaline basic plutons dated to 110 Ma [30] and abundant dykes of various types (in decreasing order of abundance, basalts, phyric clinopyroxene dolerites, gabbros, and magmatic breccias).

Despite the tectonic slicing, the facies transitions within each structural unit provide good opportunities for determining the relationships

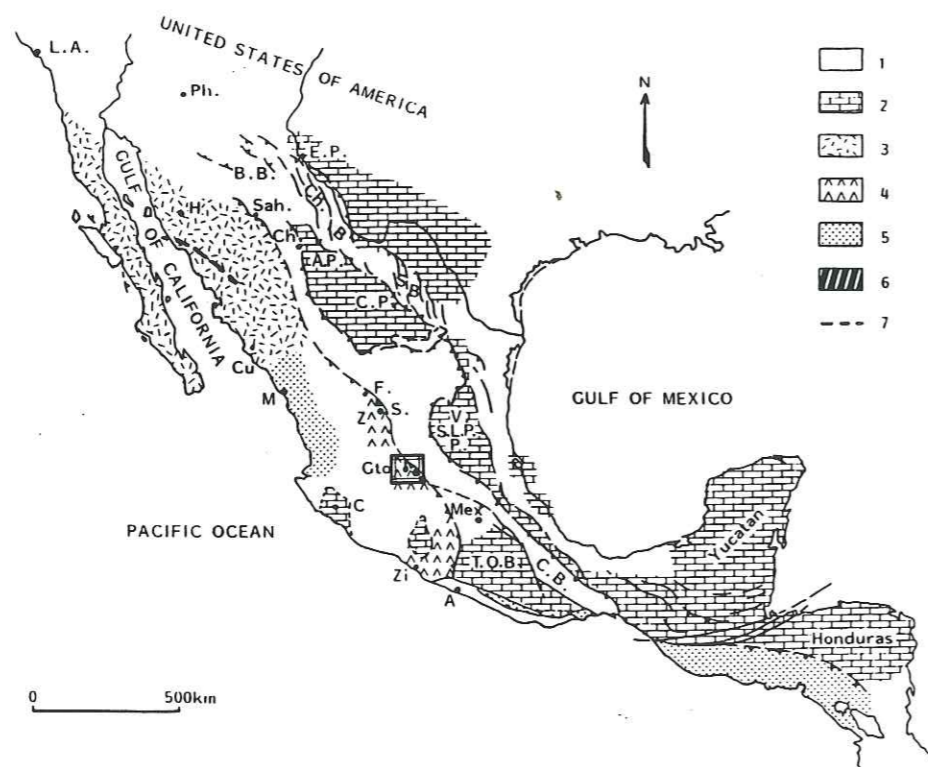


Fig. 1. Structural sketch map of Mexico showing the location of the Late Jurassic–Early Cretaceous arc assemblages (after [27]). The Cenozoic volcanic cover has been omitted. 1 and 2 = eastern Tethyan domain, with 1 = late Early Cretaceous basin and 2 = late Early Cretaceous carbonate platforms. 3 and 4 = western domain or Alisitos–Teloloapan arc, with 3 = Late Jurassic–Early Cretaceous inferred continent-based arc volcano-plutonic assemblages, and 4 = Late Jurassic–Early Cretaceous intra-oceanic arc volcano-plutonic assemblages. 5 = Late Jurassic–Early Cretaceous arc volcano-plutonic assemblages, the basement of which is unknown; 6 = Early Cretaceous oceanic alkaline basalts and deep basin sedimentary rocks; 7 =  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706$  line (after [57]). A = Acapulco; A.P. = Aldama platform; Ar = Arcelia; B.B. = Bisbee basin; C = Colima; C.B. = Cuicatec basin; C.P. = Coahuila platform; Ch.B. = Chihuahua basin; Cu = Culiacan; E.P. = El Paso; F = Fresnillo; Gto = Guanajuato; H = Hermosillo; L.A. = Los Angeles; M = Mazatlan; Mex. = Mexico City; O.B. = Oaxaca block; S = Saucito; Sah. = Sahuaripa; T = Teloloapan; Z = Zacatecas; Zi = Zihuatanejo.

between the units and allow us to propose the following lithostratigraphic succession for the base of the Alisitos–Teloloapan arc. From top to base this succession consists of: (1) volcanoclastic sediments and calc-alkaline silicic tuffs, (2) basaltic pillow lavas, (3) a basic dyke complex, (4) silicic plutonic rocks and salite diorite, (5) Mg-hornblende diorite, (6) layered gabbros and, (7) wehrlites, olivine clinopyroxenites and layered melagabbros (Fig. 3).

Whole rocks and separated Mg-rich hornblende and actinolitic hornblende were dated using the K-Ar method at the geochronology laboratory of the *Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG)* at Nancy. Amphibole purity was checked by X-ray diffraction and was found to be up to 90%, with some chlorite (5–9%), mica and plagioclase. Potassium was determined by atomic absorption and argon by isotope dilu-

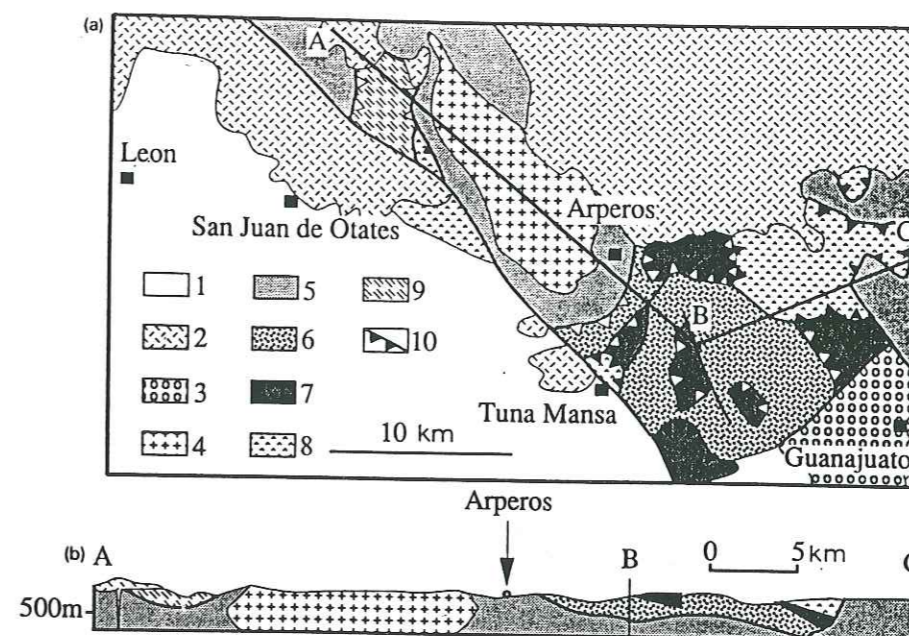


Fig. 2. (a) Structural sketch map of the allochthonous units in the Guanajuato Sierra (after [28]). (1) = Neogene deposits; (2) = Tertiary volcano-sedimentary deposits; (3) = Eocene conglomerates; (4) = Late Cretaceous–Tertiary plutons; (5) = Lower Cretaceous Arperos Formation (see [29]); (6) = La Luz pillowed basaltic and massive basaltic flows; (7) = Santa Ana doleritic and basaltic dyke complex; (8) = Tuna Mansa diorite and Cerro Pelon silicic plutonic units; (9) = San Juan de Otates ultramafic-mafic unit; (10) = thrusts. (b) Structural cross section showing the tectonic relationships between the different units of the Guanajuato magmatic sequence (after [28]).

tion with a modified THN 205E mass spectrometer [31]. The results (Fig. 3) show three groups of ages. The youngest, ranging between 108 and 66 Ma, are obtained on the altered pillow basalts and on some gabbros in which the clinopyroxenes are replaced by actinolite. They are likely to be related to the polyphase greenschist facies metamorphism that has affected the Guanajuato rocks. The oldest ages, ranging between 157 and 143 Ma, are obtained on the K-poor ( $\text{K}_2\text{O} < 0.6\%$ ; Table 2) tonalite and granophyre. These are probably linked to an excess of Ar relative to the too low K contents and thus are not significant. Finally, the ages ranging from 122 to 120 Ma obtained on the fresh Tuna Mansa Mg-rich hornblende diorite, presumably represent the age of the Guanajuato plutonic assemblage. We assume, therefore, that the age of the Guanajuato magmatic sequence is Late Jurassic–Early Cretaceous.

### 3. Petrology of the Guanajuato magmatic sequence

All the magmatic units have experienced greenschist facies hydrothermal metamorphism.

The magmatic textures, however are always preserved. Contact metamorphism also occurs, adjacent to the Cretaceous and Tertiary intrusions. In the basalts, Cr-spinels and clinopyroxenes are the only minerals preserved. Olivine is replaced by smectite + chlorite. Fe-Ti oxides are altered to sphene. Epidote, albite, chlorite and actinolite are the most common minerals present in the groundmass or filling the vesicles. The dolerites are less altered, with preserved clinopyroxene and plagioclase replaced by albite or sericite. In the plutonic rocks, the greenschist facies metamorphism did not affect the rocks equally. Olivine is sometimes replaced by antigorite. Clinopyroxenes are either fresh or occasionally replaced by actinolite or actinolitic hornblende. In the highly serpentinized cumulates, plagioclase is replaced by epidote and hydrogarnet. In the quartz diorites, the rims of primary hornblendes are chloritized. Secondary biotite frequently mantles magnetite in the quartz-bearing plutonic rocks.

The pillow and the flow basalts display aphyric to weakly porphyritic textures and yield an identical mineralogical composition: Cr-spinel ± olivine ± plagioclase ± clinopyroxene ± Fe-Ti oxides. The pillow groundmass, which is rich in partly



devitrified glass, is characterized by plumose, dendritic and/or bow-tie textures.

The dolerites are characterized by intersertal or intergranular textures with plagioclase laths, Ca-rich clinopyroxene crystals and late Fe-Ti oxides. The wedge-shaped interstices are filled with an assemblage of albite ± chlorite ± smectites ± epidote ± actinolite ± limonite. The plagioclase displays normal oscillatory zoning with Ca-rich cores (An<sub>65-55</sub>) and Na-rich margins (An<sub>37-5</sub>).

The K-poor plutonic rocks range in composition from quartz diorite, to tonalite, through trondjemite to granophyre. Their mineralogical composition is quite homogeneous, with Na-rich plagioclase, epidote and accessory zircon, apatite and sphene (Table 1).

The gabbros (Table 1) show cumulate or subophitic textures. The cumulates differ only in terms of the clinopyroxene and hornblende versus plagioclase modal percentage, and are char-

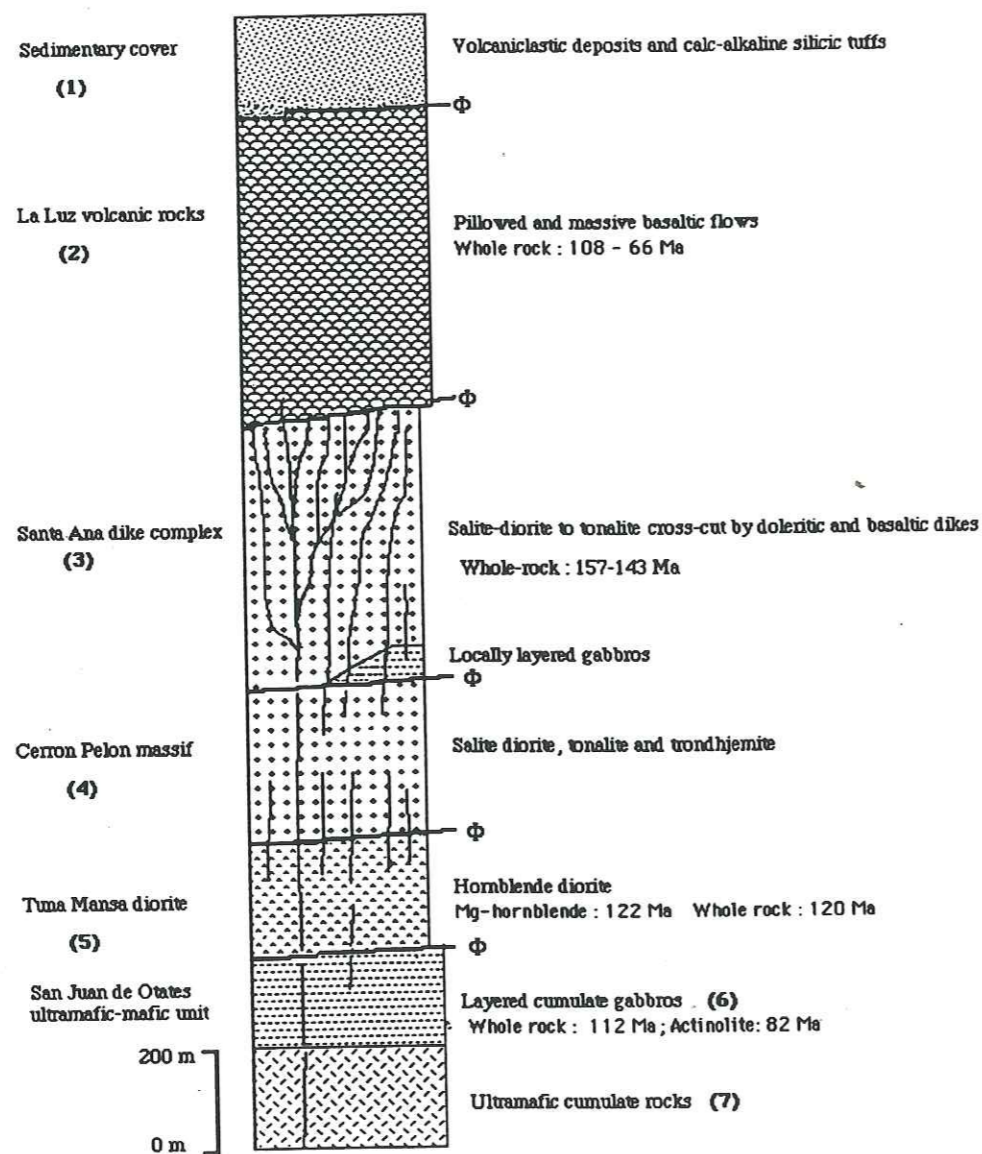


Fig. 3. Proposed lithological succession of the Guanajuato magmatic sequence (after [28]) and our own data (this paper). From base to top: (1) = the volcaniclastic sedimentary cover of tuffaceous deposits, silicic tuffs and locally calc-alkaline rhyodacitic flows and tuffs. (2) = La Luz basalts: predominantly pillowed flows with a few sedimentary interlayers. (3) = Santa Ana feeder dyke complex: cross-cutting doleritic and basaltic dykes intruding layered cumulate gabbros, salite diorites, silicic plutonic rocks and magmatic breccias. (4) = Cerro Pelon silicic plutonic unit intruded by swarms of doleritic and basaltic dykes. (5) = Tuna Mansa Mg-rich hornblende diorite intruded by swarms of doleritic and basaltic dykes. (6) = Layered cumulate gabbros intruded by the occasional doleritic and basaltic dyke. (7) = San Juan de Otates ultramafic-mafic cumulates intruded by basaltic and doleritic dykes, layered and pegmatitic gabbros, magmatic breccias and calc-alkaline plutons.

TABLE 1  
Petrographic characteristics of the Guanajuato plutonic rocks

Sample	Rock type	Texture	Magmatic mineralogy	Metamorphic mineralogy
HM 118- JU 74	wehrlite	accumulate mesocumulate	olivine Cr-spinels phlogopite cpx	actinolite epidote serpentine hydrogarnet chlorite
MA 13	olivine-clinopyroxene	mesocumulate	olivine cpx Ts-hornblende	actinolite epidote serpentine
MC 194	clinopyroxene		cpx plagioclase	actinolite epidote serpentine
MC 190-195 LP 109-SA 3	cumulate gabbro	mesocumulate accumulate	cpx plagioclase Mg-hornblende magnetite	actinolite epidote sericite
SA 28	subdoleritic gabbro	subdoleritic	cpx plagioclase Mg-hornblende magnetite	actinolite epidote sericite
MC 93A	hornblende-diorite	intergranular poikilitic	cpx plagioclase Mg-hornblende magnetite biotite	actinolite epidote chlorite
MC 93B	cumulate diorite	poikilitic	cpx plagioclase Mg-hornblende magnetite biotite	actinolite epidote chlorite
LP 118	diorite	intergranular	cpx plagioclase Mg-hornblende	actinolite epidote chlorite
LP 116-111 LP 107	quartz-diorite-tonalite	intergranular	plagioclase Mg-hornblende quartz allanite-Fe-epidote	actinolite epidote chlorite biotite
LP 86-122	granophyre	micropegmatite		albite epidote quartz

acterized by euhedral clinopyroxene and subhedral plagioclase that generally form adcumulate aggregates. In the subophitic facies, the centimetre-sized grains of Mg-rich hornblende include both plagioclase laths and clinopyroxene.

The diorites exhibit different textures and mineralogy according to their occurrence. When they are present as host rock in the Santa Ana complex (Fig. 3, Table 1) they show intergranular textures with salite cumuli and zoned plagioclase laths (An<sub>50-7</sub>) enclosed within large poikilitic magmatic brown to green Mg-rich hornblendes. In the Tuna Mansa pluton (Fig. 3, Table 1) they consist of euhedral zoned plagioclase, magnetite and relic clinopyroxenes.

The texture of the wehrlites and clinopyroxenites (Fig. 3, Table 1) is meso- to heteradcumulate, with olivine (Fo<sub>83-84</sub>) as cumulus, diopside as intercumulus and accessory phlogopite (X<sub>Fe</sub> = 0.11-0.17) and tschermakitic hornblende.

Thus, the Guanajuato magmatic sequence consists of: (1) a highly differentiated plutonic assemblage composed of ultramafic-mafic cumulates grading upwards to Mg-hornblende and salite diorites and K-poor silicic rocks, (2) a dyke complex comprising basalts and dolerites intruding the higher levels of the plutonic suite and (3) basalts erupted in a submarine environment. The doleritic and basaltic dykes, which also intrude the lowermost ultramafic levels of the plutonic complex, most probably represent the feeder dykes of the volcanics. In the plutonic suite the volume of the silicic rocks equals the volume of the ultramafic-mafics. The mineral composition of the basic rocks is constant and the sequence of the cumulate phases in the plutonic assemblage is olivine followed by either clinopyroxene and/or plagioclase followed by Fe-Ti oxides. The ubiquitous clinopyroxene shows a salitic trend. Hornblende and clinopyroxene are always Al poor (Ortiz, unpublished data). Magmatic hornblende ± biotite, and quartz, which are present only in the most differentiated facies of the plutonic suite, were the last phases to crystallize.

In the Guanajuato magmatic sequence, olivine is restricted to the ultramafic cumulates, whereas with the exception of the most differentiated silicic plutonic rocks clinopyroxene is present in all the rock types. From the lithostratigraphic succession of the Guanajuato plutonic complex ob-

served in the field and the mineralogy of the rocks we can define the order of crystallization for the cumulate rocks:

- spinel + olivine + clinopyroxene ± plagioclase for the ultramafic rocks
- plagioclase + clinopyroxene ± Mg-rich hornblende for the gabbros
- plagioclase + clinopyroxene + Ti-magnetite + Mg-rich hornblende ± biotite ± quartz for the diorites

Several aspects of the mineral chemistry (Ortiz, unpublished data), and the phase relationships in the cumulate rocks, suggest that they were crystallized at pressures typical of fairly shallow intrusions but at levels deeper than those of oceanic spreading centres. Metamorphic textures are absent. Evidence for relatively low crystallization pressures for the ultramafic and gabbro cumulates includes: (1) the preferential partitioning of Al into tetrahedral rather than octahedral sites in the clinopyroxenes and amphiboles, (2) low Al contents in the clinopyroxenes and amphiboles, and (3) the presence of Fe-Ti oxides.

Several lines of evidence indicate that the parent magma of the Guanajuato sequence was water-rich during crystallization and tend to support the hypothesis of a subduction zone-related origin for the water [32]. These include (1) the presence of phlogopite and tschermakitic hornblende in the ultramafic cumulates, (2) the occurrence of amphibole rims around clinopyroxene relics and (3) the development of a salitic trend in clinopyroxene.

#### 4. Geochemistry and magmatic affinities of the Guanajuato magmatic sequence

Major and trace element analyses (Table 3) were carried out by ICP at the CRPG, with analytical errors of 0.5 ppm for contents < 10 ppm and 5% for contents > 10 ppm. Selected samples were analyzed by isotopic dilution for rare earth element concentrations (Table 3) and Sr and Nd isotope composition (Table 3) using techniques described in [33] and [34] (Table 3). Nb-Zr-Y were determined by XRF on these same samples at Saint Etienne University's Geology Laboratory (Table 3).

The basalts and dolerites are generally Al-rich (Table 3) and TiO<sub>2</sub> (< 1%) and K<sub>2</sub>O (< 0.3%)

TABLE 2

Sr and Nd isotope compositions of the Guanajuato magmatic rocks. Errors on isotopic ratios are expressed as 2σ. ε<sub>Nd</sub> and ε<sub>Sr</sub> are calculated at 122 Ma relative to present-day chondritic values of <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512638, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1967, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.7045, and <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr = 0.0827

Rock type	Pb	Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr(T)	ε <sub>Sr</sub> (122 Ma)	Sm	Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	ε <sub>Nd</sub> (122 Ma)
HM90-basalt	1.767	84.7	0.0603	0.704496 ± 36	0.704393	+0.6	2.042	6.83	0.1819	0.512992 ± 26	+7.1 ± 0.5
HM110-basalt	20.33	229	0.2565	0.704787 ± 32	0.704342	-0.2	4.16	13.08	0.1935	0.513104 ± 22	+9.1 ± 0.4
LP87-dolerite	0.63	313	0.0058	0.704343 ± 39	0.704333	-0.3	3.30	8.89	0.2261	0.513033 ± 26	+7.2 ± 0.5
MC191-dolerite	1.771	288	0.0178	0.703472 ± 25	0.703444	-13.0	1.64	5.52	0.1811	0.513005 ± 27	+7.4 ± 0.5
MA7-Cpx-rich dolerite	5.5	565	0.0281	0.703545 ± 30	0.703496	-12.2	3.89	15.08	0.1569	0.513009 ± 16	+7.9 ± 0.3
HM93A-diorite	21.7	450	0.1394	0.703651 ± 23	0.703409	-13.4	5.05	17.78	0.1727	0.512977 ± 25	+7.0 ± 0.5
LP116-Cpx diorite	7.86	193	0.1177	0.704104 ± 37	0.703900	-6.5	1.255	3.89	0.1962	0.512876 ± 23	+4.7 ± 0.4
LP116-quartz diorite	3.09	213	0.0419	0.703906 ± 37	0.703833	-7.4	4.01	17.15	0.1421	0.512853 ± 23	+5.0 ± 0.4
LP107-tonalite	0.472	34.9	0.0391	0.704638 ± 29	0.704770	+5.9	0.929	3.80	0.1488	0.512817 ± 26	+4.2 ± 0.5
MC 195-gabbro	5.09	265	0.0555	0.703283 ± 22	0.703197	-16.5	1.960	5.94	0.2008	0.513017 ± 16	+7.3 ± 0.3
La Jolla E&A				0.708540 ± 12							

TABLE 3  
Major, trace and rare earth analyses of representative rocks of the Guanajuato magmatic sequence. \* indicates analyses carried out by isotopic dilution at the CRPG (Nancy) using the techniques described in [32] and [34]. Ce\* and Eu\* are the straight-line interpolation between La and Nd, and Sm and Gd respectively

Rock type Sample	pillow-basalt HM 90	basaltic dike HM 110	doleritic dike LP 87	dolerite intruding gabbros MC 191	tonalite LP107	Quartz-diorite LP116	Cpx-diorite LP118	Hornblende-diorite HM93A	Cumulate gabbro MC195
SiO <sub>2</sub>	42.56	47.47	47.17	50.57	78.46	69.47	53.35	52.51	47.28
TiO <sub>2</sub>	0.45	1.18	1.50	0.54	0.24	0.43	0.32	0.66	0.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.49	17.08	15.23	14.70	12.58	14.48	14.53	14.22	14.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.54	9.21	14.50	9.98	0.60	3.27	7.41	8.76	8.26
MnO	0.14	0.17	0.20	0.16	0.10	0.05	0.13	0.25	0.15
MgO	12.96	7.29	5.23	8.67	0.22	0.97	7.80	8.76	9.30
CaO	8.42	8.65	3.20	12.13	6.24	3.42	10.91	2.49	1.78
Na <sub>2</sub> O	2.66	3.34	0.02	2.05	0.03	4.91	2.83	1.10	0.27
K <sub>2</sub> O	0.13	3.23	3.41	1.10	0.03	1.91	0.44	2.00	2.59
LOI	11.19	98.85	99.24	99.99	99.72	99.01	99.80	99.59	99.21
Total	1110	327	45	364	17	5	177	499	436
Ce	431	224	22	94	9	7	49	135	100
Ni	194	253	378	277	5	29	202	174	222
V	4.6	4.4	nd	3.7	6.7	4.3	4.2	3.6	nd
Nb	36.4	79.3	45	36.5	138.5	90.3	48.1	53.3	30
Zr	11.5	29.4	23	14.3	17.5	25.6	10.4	17	18.65
Y	13.92	27.9	22.81	11.70	..	..	..	..	1.76
Ti/V	3.17	2.70	1.96	2.55	..	..	..	..	265*
Zr/Y	84.7*	229*	313*	288*	..	..	..	..	75
Sr	89	148	7	110	34.9*	213*	193*	450*	5.085*
Ba	89	20.33*	0.63*	1.771*	0.472*	3.089	7.86*	396	2.02*
Rb	2.31*	4.95*	2.64*	2.50*	4.51	9.13*	2.35*	21.70*	5.99
La	6.17	11.91	6.90	6.18	15.14	21.43	4.64	19.85	6.18
Ce	5.00	12.93	7.49	5.10	4.02	13.15	3.45	16.42	2.03
Nd	1.18	4.16	2.74	1.52	0.97	3.34	1.15	4.52	2.55
Sm	0.59	1.63	1.18	0.58	0.26	0.94	0.43	1.25	0.78
Eu	1.87	5.72	3.92	1.96	1.29	3.75	1.59	4.91	2.55
Gd	2.09	6.40	4.66	2.22	2.20	4.05	1.94	5.20	1.63
Dy	1.31	4.02	2.91	1.45	1.72	2.55	1.27	3.27	1.50
Er	1.27	3.80	2.80	1.43	2.16	2.59	1.28	3.35	0.91
Yb	1.23	0.88	0.64	1.18	1.42	2.38	1.24	1.56	0.62
(La/Yb) <sub>N</sub>	0.96	0.75	0.61	1.04	2.93	1.72	1.29	1.08	1.42
(La/Sm) <sub>N</sub>	1.34	2.70	1.10	1.67	0.71	0.81	0.97	0.81	0.95
Ce/Nb	1.07	1.02	1.10	1.03	0.71	0.81	0.97	0.81	0.95
Eu/Eu*	0.99	0.83	0.87	0.93	1.57	0.98	0.82	0.95	0.95
Ce/Ce*									

poor. MgO, Ni and Cr contents are typical for arc tholeiites [35,36], with the exception of the Cr-spinel-olivine phyric basalts (HM90) which have higher MgO, Cr and Ni contents. Some basalts and dolerites are enriched in Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> and V, a feature that is related to accumulation of late crystallizing Fe-Ti oxides.

Generally, these basic rocks are enriched in Sr, Ba and Rb relative to arc tholeiites [35-37]. Rb/Sr ratios are higher than those of the arc tholeiites given in [36] and [37]. In contrast, K/Rb ratios are slightly lower than those of arc tholeiites [36,37], whereas the Ba/Rb ratios are in the range commonly found in island arc tholeiites [34-37], with the exception of some rocks that display high Ba and very low Rb contents (62.11 < Ba/Rb < 50.36). Ti/V (Table 3), Ti/Zr and Zr/Y ratios are similar to those previously reported for island arc tholeiites [35-38].

REE patterns (Fig. 4a) are flat to slightly light REE depleted (1.23 < (La/Yb)<sub>N</sub> < 0.88), with the exception of dolerite LP 87 which displays a stronger light REE depletion ((La/Yb)<sub>N</sub> = 0.64). The patterns show minor positive Eu anomalies (1.02 < Eu/Eu\* < 1.10) linked to plagioclase accumulation and minor negative Ce anomalies (0.83 < Ce/Ce\* < 0.9), this latter feature being widely described as typical of arc volcanic rocks.

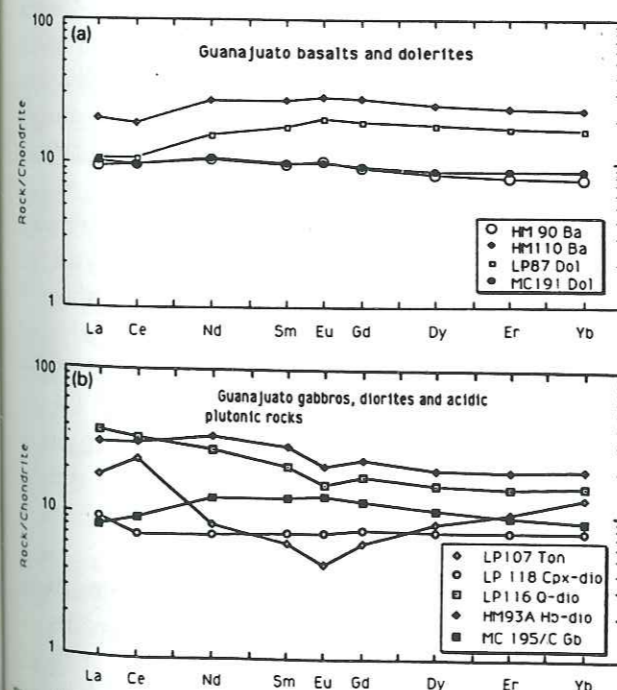


Fig. 4. Rare earth patterns (chondrite-normalized values after [56]) of the Guanajuato rocks.

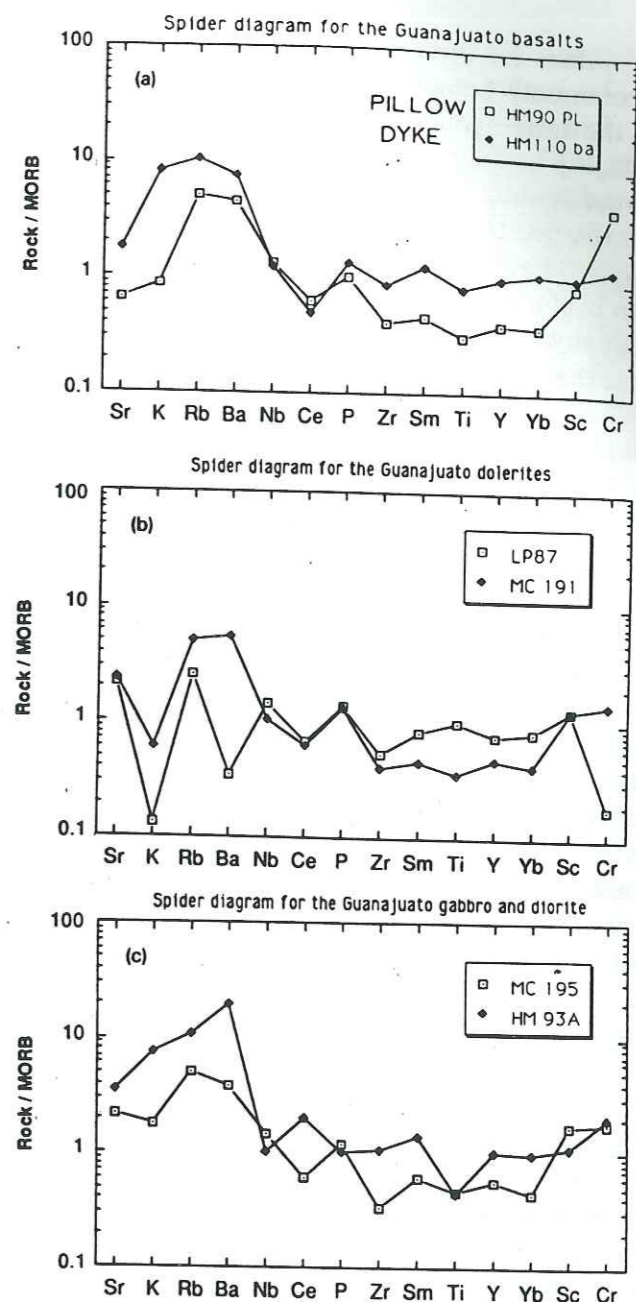


Fig. 5. Trace elements of the Guanajuato rocks normalized to ocean ridge basalts (after [38]).

Negative Ce anomalies have been explained by either the presence of small amounts of subducted sediments in the source [36,39], by fractionation by fluids originating from dehydration of the subducted slab [40], or by hydrothermal alteration [10]. Basic rocks are depleted in Zr, Sm and Y with respect to MORB [37] (Fig. 5a and b). All these above-mentioned features are characteristic of island-arc tholeiites.

The Nb concentrations of the Guanajuato basalts and dolerites (Nb ≈ 4 ppm) exceed the

normal values for oceanic arc magmas, which are most commonly below the ppm level [41,42] but are in the range commonly found in continental arcs [43,44] and in some oceanic arcs [43,44]. Island arc basalts are commonly depleted in Nb and Ta relative to N-MORB [42,43]. Ryerson and Watson [44] have suggested the use of the Ce/Nb ratio to evaluate the Nb anomaly relative to the fairly immobile REEs. Guanajuato basalts and dolerites have a Ce/Nb ratio ( $1.34 < \text{Ce}/\text{Nb} < 2.70$ ) which is comparable to those of N-MORB [36] and oceanic plateaus [46] but which is significantly lower than in island arc basalts; the Ce concentrations of the Guanajuato basalts and dolerites are lower than in ocean island basalts. These features do not conflict with the arc affinities of the Guanajuato lavas, because Hildreth and Moorbath [45] have suggested that the Nb content of many arc magmas and MORB may overlap. Moreover, such atypical Nb enrichment for arc tholeiites may occur if the arc is at an immature stage in its development and the arc wedge is still enriched [43,46]. This is probably the case for the Guanajuato tholeiitic basalts, because they represent the earliest products of the Alisitos-Teloloapan arc magmatic activity. Indeed, with time the magmatism of the Alisitos-Teloloapan arc evolved towards mature tholeiites and calc-alkaline basalts and andesites [17,27] somewhat depleted in Nb compared to the Guanajuato tholeiitic magma.

The cumulate gabbros are chemically different from the basalts and dolerites (Table 3). Their  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content ( $14.40\% < \text{Al}_2\text{O}_3 < 19\%$ ) correlates positively with the plagioclase modal percentage. Both plagioclase-rich facies and clinopyroxene-rich rocks show positive Eu anomalies ( $\text{Eu}^*/\text{Eu} = 1.25$  and  $1.42$  respectively) related to the accumulation of plagioclase, but they differ in the fractionation of REE, with a light REE enriched pattern ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 8.33$ ) for the plagioclase-rich facies and a flat REE pattern ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 0.91$ ) (Fig. 4b) for the clinopyroxene-rich facies.

The plutonic rocks of intermediate composition are  $\text{SiO}_2$ -saturated and slightly enriched in  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $2.5\% < \text{Na}_2\text{O} < 2.83\%$ , Table 3). REE patterns are somewhat enriched in light REE ( $1.24 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 1.56$ ; Table 3, Fig. 4b) and show minor negative Eu anomalies ( $0.81 <$

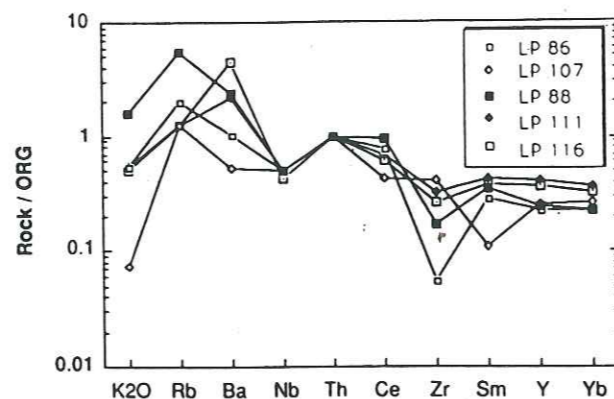


Fig. 6. Trace elements of the Guanajuato silicic plutonic rocks normalized to ocean ridge granites (after [47]).

$\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.97$ ) due to plagioclase fractionation. The Mg-hornblende diorite (HM 93A) shows high REE concentrations (50 times the chondritic abundance;  $\Sigma\text{REE} = 66.4$  ppm), which suggests that it represents one of the most fractionated rocks of the Guanajuato plutonic suite. In contrast, the salite diorite (LP 118), present as the host rock in Santa Ana dyke complex, exhibits the lowest REE concentrations (10 times the chondritic abundances); this could be explained by accumulation of clinopyroxene.

Finally, the most silicic rocks ( $69.47\% < \text{SiO}_2 < 79.12\%$ , Table 3) of the plutonic complex are  $\text{K}_2\text{O}$ -poor ( $\text{K}_2\text{O} < 0.6\%$ , Table 3) and have Nb contents typical of oceanic arc granites [47]. They are depleted in Zr, Y and Nb with respect to oceanic ridge granites (ORG) (Fig. 6) [47]. Such features are typical of volcanic arc granites [48]. REE patterns show either slight enrichment in light REE (LP 116,  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 2.38$ , Fig. 4b) or a concave-upward shape (LP 107,  $(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.42$ , Fig. 4b). Similar patterns have been reported for trondhjemites of young island arcs and plagiogranites [48]. Like the diorites, they display minor negative Eu anomalies ( $0.71 < \text{Eu}^*/\text{Eu} < 0.81$ , Table 3). In contrast to the diorites they show either no Ce anomalies or positive Ce anomalies ( $0.98 < \text{Ce}^*/\text{Ce} < 1.57$ ). Their high heavy REE contents (LP 107) are linked to the presence of allanite, zircon and sphene, minerals known to concentrate the HREEs [49].

Nd and Sr isotopic compositions (Table 2) were determined on selected samples [basalts (HM 90, HM 110), dolerites (LP87, MC 191, MA7), diorites (HM93A = Mg-hornblende diorite, LP118 = salite diorite), quartz diorite (LP116)

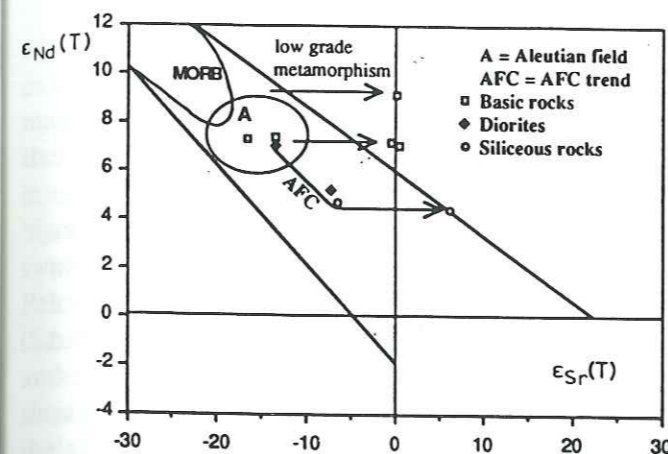


Fig. 7.  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  versus  $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$  in the Guanajuato rocks.

and tonalite (LP 107)] in order to determine whether all the rocks of the Guanajuato sequence were cogenetic and to characterize their source(s). Initial Sr isotopic ratios will help (1) to determine the possible origin of the low-grade greenschist metamorphism which affects the basalts and dolerites and (2) to characterize the genetic process for the most silicic rocks of the plutonic suite. An age of 122 Ma (see Fig. 3 and section 1) has been taken for the Guanajuato magmatic suite to calculate the initial Sr and Nd ratios (Table 2).

The Guanajuato basalts, dolerites, Mg-hornblende diorite and gabbros display homogeneous, high  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values (+7.1 to +7.9, Table 3), with the exception of phyrlic clinopyroxene basaltic dyke HM 110 which exhibits a more radiogenic  $\epsilon_{\text{Nd}}$  value of +9.1 (Fig. 7). All the  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values are in the range of modern basalt developed in oceanic arcs [50] and, in particular, compare with values found in the Aleutian volcanic and plutonic arc rocks [51,52].  $\epsilon_{\text{Sr}}$  values allow us to distinguish two groups: the first is characterized by high  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , ranging between 0.70433 and 0.70439 (Fig. 7), and includes the pillowed basalts and the dyke complex dolerites; the second group, with a lower  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of 0.703197–0.703496, includes the cumulate gabbros, Mg-hornblende diorite and doleritic dykes which intrude the ultramafic cumulates and the layered gabbros. In the  $\epsilon_{\text{Nd}}-\epsilon_{\text{Sr}}$  diagram (Fig. 7) all the Guanajuato basic rocks and Mg-hornblende diorite fall in the mantle array [50]. Compared to the phyrlic clinopyroxene basaltic dyke (HM 110), the Cr-spinel-olivine phyrlic pillow basalt (HM 90) and the doleritic dykes (LP 87) have lower  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values and corre-

spondingly higher  $\epsilon_{\text{Sr}}$  values and Ce anomalies (Table 3). The shift in the  $\epsilon_{\text{Sr}}$  values of the basalts and dyke complex towards the high  $\epsilon_{\text{Sr}}$  side of the mantle array (Table 2, Fig. 7) suggests an enrichment in radiogenic Sr. The relatively constant Nd isotopic ratios compared to the variation in the initial Sr isotopic composition could be explained by involvement of sediment in the mantle source of the Guanajuato lavas [36,39,50] and supports the arc affinities for these igneous rocks. This hypothesis is supported by the occasional negative Ce anomalies and the minor positive Eu anomalies exhibited by these lavas, features expected to be found in island arc lavas if sediment was incorporated in their mantle source. The wide variation of initial Sr isotope composition, which contrasts with the relatively homogeneous  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values, could also be related to the low-grade metamorphism that has affected these rocks. The origin of this metamorphism is linked either to the late Early Cretaceous-Late Cretaceous polyphase tectogenesis of the Mexican Cordillera terranes [18,20,28] or to hydrothermal alteration linked to the submarine arc environment [10,50,51]. Because of the greatest shift of the  $\epsilon_{\text{Sr}}$  of the basalts and dolerites towards positive values, it seems reasonable to assume that the upper levels of the Guanajuato magmatic sequence have experienced polyphase greenschist metamorphism, the earliest stage of this metamorphism preferentially affecting the arc extrusives and their feeder dykes and leading to important changes in the Rb-Sr system, and the latest stages being linked to the Late Cretaceous compressional tectonism related to the emplacement of the arc onto the North American craton [18,20,26,27,28]. The 82–86 Ma age obtained on metamorphic actinolite (see section above and Fig. 3) from the cumulate gabbro (MC 195) and in its intrusive dyke (MC 191), combined with the low  $\epsilon_{\text{Sr}}$  values of these two rocks (Table 2), suggests that the Rb-Sr system has remained fairly undisturbed or, during the replacement of clinopyroxene by actinolite, was only weakly disturbed.

The most silicic rocks of the Guanajuato arc sequence show  $\epsilon_{\text{Nd}}$  values (+4.2 to +5, Table 3) which are slightly lower than those of the basic rocks and Mg-hornblende diorite. In contrast, the  $\epsilon_{\text{Sr}}$  ratios of the Guanajuato silicic rocks increase

with SiO<sub>2</sub> enrichment: the clinopyroxene diorite (the least silica-enriched sample (SiO<sub>2</sub> = 53%, Table 3)) shows the lowest ε<sub>Sr</sub> value of -6.5 (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 7039, Table 2), whereas the most silicic rock (tonalite, SiO<sub>2</sub> = 78.46%, Table 3) displays the highest ε<sub>Sr</sub> ratio (+5.9, <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.70477, Table 2). All these rocks fall in or very close to the mantle array (Fig. 7) and show an evolution trend from the Mg-hornblende diorite up to the tonalite (Fig. 7). The isotopic features of the Guanajuato silicic rocks, which are typical of crustal rocks (ε<sub>Nd</sub> = +4.2 to +5; ε<sub>Sr</sub> = -6.5 to +5.9), differ significantly from those of basic rocks, whereas they are in the range usually found in ophiolites [53]. These differences between basic and silicic rocks could be explained by their derivation from different sources or by an assimilation-fractional crystallization (AFC) process [50]. This latter suggestion is consistent with the evolution trend of silicic rocks (Fig. 7) and the very small shift in the ε<sub>Nd</sub> values relative to the largest ε<sub>Sr</sub> ones.

In summary, the Guanajuato basic and silicic rocks show island arc tholeiitic affinities marked by a depletion in K<sub>2</sub>O, Zr, Sm, Y and Yb relative to MORB and ORG. The basalts and dolerites differ from modern arc tholeiites by virtue of their higher Nb contents. The ε<sub>Nd</sub> values (≈ 7) of the Guanajuato basic rocks, including the gabbros and hornblende diorite, are similar and fall in the small range reported for magmatic arcs built wholly on oceanic crust [50]. The extrusive rocks and their feeder dykes differ from the plutonic rocks and their related dykes by virtue of their more variable and radiogenic Sr isotope composition instilled by the polyphase metamorphism and seawater contamination that affected these extrusive rocks. The gabbros, diorites and dykes intruding the cumulate ultramafic-mafic rocks represent the deep levels of the arc and exhibit the lowest ε<sub>Sr</sub> values, which probably approach the parent magma isotope composition. The K<sub>2</sub>O-poor silicic plutonic rocks display features of volcanic arc granites, with ε<sub>Nd</sub> values lower than those of the basic to intermediate composition rocks while the ε<sub>Sr</sub> values increase with SiO<sub>2</sub> content, with an evolution trend from the Mg-hornblende diorite towards tonalite, suggesting an assimilation-fractional crystallization process [50]. In the Guanajuato magma chamber, frac-

tional crystallization of a basaltic magma occurred and led to the precipitation of cumulate peridotites, gabbros and Mg-hornblende diorites. After the crystallization of the Mg-hornblende diorite, which occurred at higher levels in the magma chamber, the siliceous melts, while they differentiated by fractional crystallization, began to assimilate material from the wall of the magma chamber. Thus, the residual magma, represented by the most siliceous plutonic rocks, was progressively changing in chemical composition because of the admixture of wall rock combined with fractional crystallization. The material assimilated by these silicic plutonic rocks was probably altered oceanic crust because their ε<sub>Nd</sub> and ε<sub>Sr</sub> ratios fall in the range found for Mesozoic oceanic crust (i.e., ophiolites [53]).

Thus, it seems reasonable to assume that (1) the Guanajuato tholeiitic suite represents the nascent stage of a late Mesozoic intra-oceanic island arc and, (2) its plutonic rocks precipitated in a relatively shallow magma chamber.

**8. Conclusions: the Guanajuato magmatic sequence represents the upper crust of an intra-oceanic island-arc**

We have shown that the Guanajuato magmatic sequence displays tholeiitic affinities and could represent the incipient stage of the Late Jurassic-Early Cretaceous Alisitos-Teloloapan arc (Fig. 1, [18,27]). We have attempted to reconstruct the crust of this arc in Fig. 8.

The mantle level is not present in the Guanajuato arc tholeiitic sequence. The deepest levels are represented by the wehrlites and olivine clinopyroxenites, the shallowest by the pillow basalts and their feeder dykes. The presence of exclusively igneous textures and late magmatic tschermakitic hornblende, the compositions of the clinopyroxenes and the chemical evolution of the plutonic complex, suggest that these rocks crystallized in the oceanic crust, at pressures lower than those of the upper mantle (at a depth of less than 25 km) [36]. The clinopyroxene-rich cumulate gabbros rest normally on the ultramafic rocks whereas the plagioclase-rich facies are present either at the base of the dyke complex or as host rocks in the latter. The ultramafic and mafic cumulates and the hornblende diorite (Tuna

Mansa pluton, Fig. 3) represent the lowermost exposed units of the Alisitos-Teloloapan arc magma chamber, which was probably located in the plutonic middle crust. The plutonic rocks of intermediate to silicic composition crystallized at higher levels. They are always intruded by either swarms of doleritic and basaltic dykes (Cerro Pelon unit, Fig. 3) or by the dyke complex itself (Santa Ana dyke complex, Fig. 3). The doleritic and basaltic dykes and the pillow basalts have similar petrological and geochemical features, and the doleritic and basaltic dykes probably represent volcanic feeder dykes. Thus, the silicic plutonic rocks, the dyke complex and the pillow basalts represent the silicic plutonic and the extrusive upper crust, respectively.

Isotopic data have shown that the salite- and quartz diorites and the tonalitic rocks do not simply result from the fractionation of the arc tholeiitic melt in the magma chamber. Assimila-

tion of metamorphosed oceanic material and/or sediment from the oceanic lithosphere (i.e. the host rock of the arc magma chamber) during fractional crystallization (AFC) appears to be the most reasonable explanation for the origin of the silicic magma because: (1) the siliceous plutonic rocks show an evolution trend from hornblende diorite up to tonalite, characterized by a small shift in their ε<sub>Nd</sub> ratios which correlates with an increase in their ε<sub>Sr</sub> values and silica contents, respectively, (2) they are always located at the highest levels of the magma chamber, just beneath the extrusives, and (3) they are always intruded by the basaltic and doleritic dykes and are never found intruding the basic dykes, and thus were emplaced during the initial stage of the magmatic activity of the Alisitos-Teloloapan arc.

The Guanajuato magmatic sequence is not an isolated example of lower level island arc magmatic activity. Comparison with ultramafic and

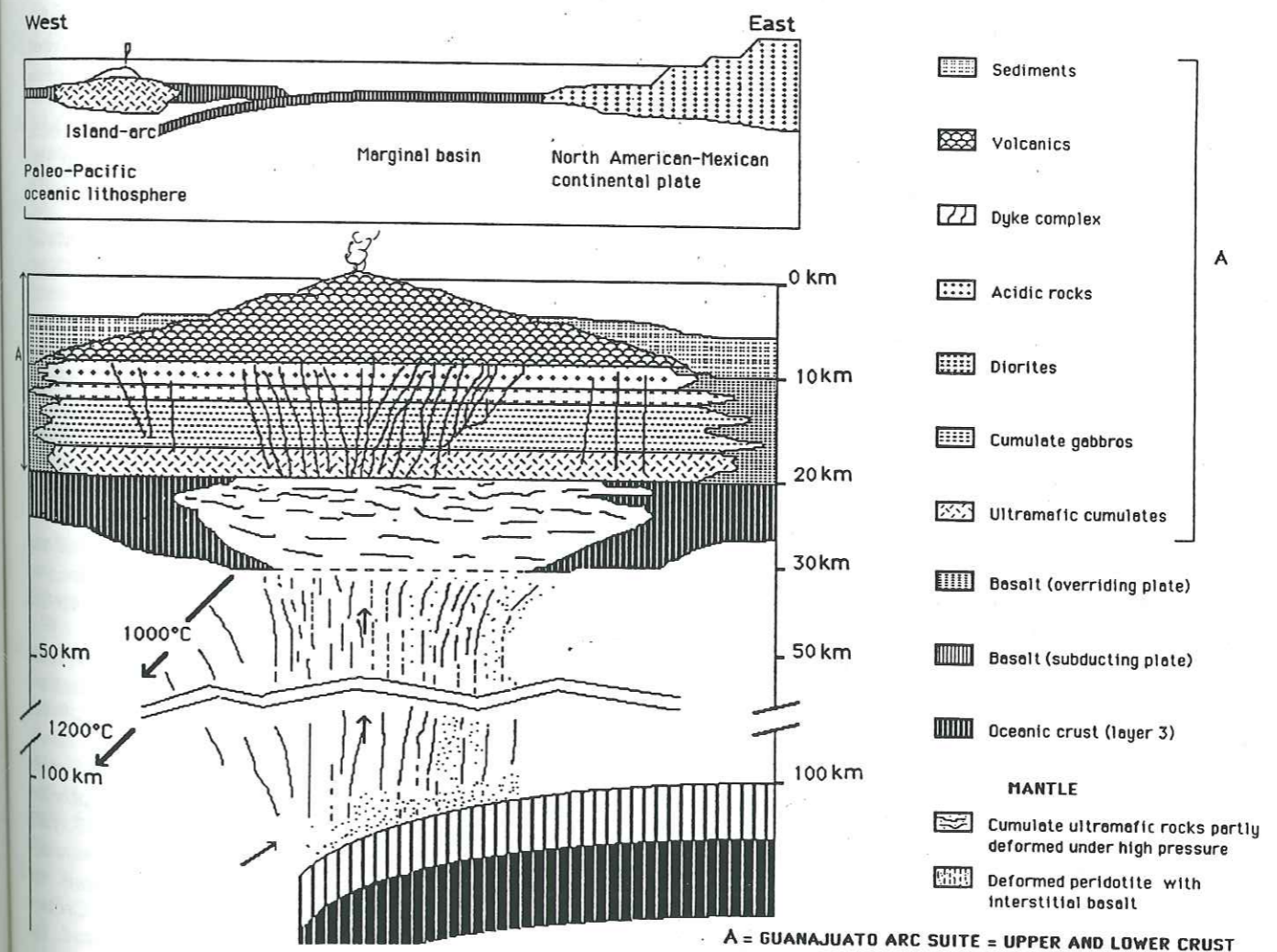


Fig. 8. Generalized relationships between sites of arc-related magmas.

gabbroic cumulates from Adak island [54] and with sections from the Talkeetna, Tonsina and Canyon Mountain arcs [5,7,55] shows that (1) the processes are similar because all these arc crustal sections and plutonic xenoliths show identical plutonic assemblages and mineral chemistry, (2) the arc crust is igneous in origin, and (3) it consists of a mafic to intermediate plutonic mid-crust and a mafic to silicic plutonic and extrusive upper crust. The very dense ultramafic-mafic cumulate lower crust which is present in the Talkeetna, Tonsina and Canyon Mountain arcs is not however, exposed in the Alisitos-Teloloapan arc.

Thus, the Guanajuato magmatic sequence represents the crustal section of the nascent stage of a Late Jurassic-Early Cretaceous intra-oceanic arc, from the ultramafic cumulates to the basalts and their sedimentary volcanoclastic cover. Plutonic rocks of intermediate to silicic composition are volumetrically abundant and the basalts display high-Al contents. With time, the arc magmatism will evolve towards more calc-alkaline suites [17,27,28]. During the late Early Cretaceous this arc collided with the North American margin and was thrust onto the Mesozoic-Tertiary carbonate platform of eastern Mexico [18,20].

#### Acknowledgements

Support for this project was provided by the DBT-INSU-CNRS (*Contribution CNRS-INSU-DBT—Thème Dynamique globale 326, UA 1366*) and the *Ministère des Affaires étrangères*. We thank the CONACYT for the support given to E. Ortiz for his studies in France. We are also grateful to the *Consejo de Recursos Minerales* for providing field assistance and transport. We thank J. Gill, T. Juteau, R. Maury and R. Coleman for their constructive review and J. Charvet and M. Tardy for constructive discussion on the tectonics and their help during the writing of the manuscript.

#### References

- 1 W.B. Hamilton, Plate tectonics and island arcs, *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1503-1527, 1988.
- 2 J.P. Bard, J.H. Maluski, Ph. Matte and F. Proust, The Kohistan sequence: Crust and mantle of an obducted island arcs, in: *Island Arcs: Proc. Int. Comm. Geodynam-*

- ics Peshawar, November 23-29, 1979, *Spec. Iss. Geol. Bull. Univ. Peshawar* 13, 87-94, 1980.
- 3 R.A. Tahirkheli, M. Mattauer, F. Proust and P. Tapponnier, The India-Eurasia suture zone in northern Pakistan: synthesis and interpretation of recent data at plate scale, in: *Geodynamics of Pakistan*, A. Farah and K.A. Dejong eds., pp. 125-130, *Geol. Surv. Pak.*, Quetta, 1979.
- 4 R.A. Tahirkheli, *Geology of the Himalaya, Karakoram and Hindukush in Pakistan*, Univ. Peshawar *Geol. Bull.* 15, 51 pp., 1982.
- 5 S.M. DeBari and R.G. Coleman, Examination of deep levels from an island arc, evidence from the Tonsina assemblage, Tonsina, Alaska, *J. Geophys. Res.* 94 (B4), 4373-4391, 1989.
- 6 T. Asahina and M. Komatsu, The Horokinai ophiolitic complex in the Kamuiokan tectonic belt, Hokkaido, Japan, *J. Geol. Soc. Jpn.* 6, 317-330, 1979.
- 7 D.C. Gerlach, H.G. Avé Lallemant and W.P. Leeman, An island arc origin for the Canyon Mountain ophiolite complex, eastern Oregon, U.S.A., *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 255-265, 1981.
- 8 J.M. Mattinson, D.L. Kimbrough and J.Y. Bradshaw, Western Fionland orthogneiss-Early Cretaceous arc-magmatism and granulite facies metamorphism, New Zealand, *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 383-392, 1986.
- 9 J.W. Hawkins and C.A. Evans, *Geology of the Zambales Range, Luzon, Philippine islands: Ophiolite derived from an island-arc-back-arc basin pair*, *Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.* 27, 95-123, 1983.
- 10 M. Brouxel, H. Lapiere, A. Michard and F. Albarède, The deep layers of a Paleozoic arc: Geochemistry of the Copley-Balaklala Series, northern California, *Earth Planet. Sci. Lett.* 85, 386-400, 1987.
- 11 J.B. Gill, Early geochemical evolution of an oceanic island arc and back arc: Fiji and the south Fiji basin, *J. Geol.* 95(5), 589-615, 1987.
- 12 S.M. DeBari, M.S. Kay and I.W. Kay, Ultramafic xenoliths from Adagkak volcano, Adak, Aleutian islands, Alaska: Deformed cumulates from the Moho of an island arc, *J. Geol.* 95, 329-341, 1987.
- 13 G.L. Percy, S.M. DeBari and N.H. Sleep, Mass balance calculations for two sections of island arc crust and implications for the formations of continents, *Earth Planet. Sci. Lett.* 96, 427-442, 1990.
- 14 J.H. Natland and J. Tarney, Petrologic evolution of the Mariana arc and back-arc basin system. A synthesis of drilling results in the Philippine sea, *Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj.* 60, 877-908, 1981.
- 15 S.H. Bloomer, Distribution and origin of igneous rocks from the landward slopes of Mariana trench: implications for its structure and evolution, *J. Geophys. Res.* 88, 7411-7428, 1983.
- 16 S.H. Bloomer and J. Hawkins, Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: an island arc ophiolite, *Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.* 27, 294-317, 1983.
- 17 E. Ortiz, M. Yta, O. Talavera, H. Lapiere, O. Monod and M. Tardy, Origine intra-océanique des formations volcanoclastiques du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional, *C.R. Acad. Sci. Paris II* 305, 1093-1098, 1991.

- 18 M.F. Campa, A. Oviedo and M. Tardy, La cabalgadura laramídica del dominio volcanico-sedimentario (arco de Alisitos-Teleloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los Estados de Guerrero y México, *Resúmenes Congr. Lat. Geol. (Acapulco, Mexico)*, p. 23, 1976.
- 19 D.A. Cordoba, M. Tardy, J.Ch. Carfantan, M.F. Campa and Cl. Rangin, Le Mexique mésogéen et le passage au système cordilléraire de type Californie, 26<sup>e</sup> Congr. Géol. Int. (Paris), *Colloq. C5*, pp. 18-29, 1980.
- 20 M. Tardy, Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre orientale du Mexique, Thèse Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 1980.
- 21 S. Eguluz de Antuñano and M.F. Campa, Problemas tectónicos del sector San Pedro del Gallo en los Estados de Chihuahua y Durango, *Bol. Asoc. Mex. Geol. Pet. XXXIV*(2), 5-42, 1982.
- 22 M.F. Campa and P.J. Coney, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Can. J. Earth Sci.* 20, 1040-1051, 1983.
- 23 P.J. Coney and M.F. Campa, Lithotectonic terrane map of Mexico, U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 84-523, pp. D.1-D. 14, 1987.
- 24 P. Chauve, E. Fourcade and M. Carrillo, Les rapports structuraux entre les domaines cordilléraire et mésogéen dans la partie centrale du Mexique, *C.R. Acad. Sci. Paris II* 305, 335-340, 1985.
- 25 J.Ch. Carfantan, Du système cordilléraire nord-américain au domaine caraïbe. Etude géologique du Mexique méridional, Thèse Doct. Etat, Univ. Savoie 7, 1986.
- 26 M. Tardy, J.Ch. Carfantan and Cl. Rangin, Essai de synthèse sur la structure du Mexique, *Bull. Soc. Géol. Fr.* (8) II 6, 1025-1031, 1986.
- 27 M. Tardy, H. Lapiere, J.-L. Bourdier, C. Coulon, E. Ortiz, M. Yta, C. Beck and J.-M. Théry, Intra-oceanic settings of the western Mexico Late Jurassic-Early Cretaceous arc sequences. Implications for the Pacific-Tethys geodynamic relationships during the Cretaceous, *Geodin. Acta*, submitted.
- 28 O. Monod, H. Lapiere, M. Chiodi, J. Martinez, P. Calvet, E. Ortiz and J.L. Zimmermann, Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: la séquence volcanoclastique de Guanajuato (Crétacé inférieur), *C.R. Acad. Sci. Paris II* 310, 45-51, 1991.
- 29 A.V.M. Dávila Alcocer and R.J. Martínez, Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato, in: *Resúmenes del Simposio sobre la Geología de la Sierra de Guanajuato*, *Inst. Geol. U.N.A.M.*, pp. 19-20, 1987.
- 30 G. Stein, H. Lapiere, O. Monod and R. Vidal, Petrology and geochemistry of some Late Mesozoic-Early Tertiary Mexican plutons. New constraints on the arc magmas, *J. South Am. Earth Sci.*, submitted.
- 31 J.L. Zimmermann, M. Vernet, G. Guyetand and D. Dautel, Données sur le potassium et argon (de 1976 à 1984) dans quelques échantillons géochimiques de référence, *Geostand. Newslett.*, 9, 205-208, 1985.
- 32 A. Nicolas, Structures of Ophiolites and Dynamics of

- Oceanic Lithosphere (*Petrology and Structural Petrology*, 4), Kluwer, Dordrecht, 1989.
- 33 C. Alibert, A. Michard and F. Albarède, The transition from alkali basalts to kimberlites: Isotope and trace element evidence from melilitite, *Contrib. Mineral. Petrol.* 82, 176-186, 1983.
- 34 A. Michard, P. Gurriet, M. Soudant and F. Albarède, Nd isotopes in French Phanerozoic shales: External vs internal aspects of crustal evolution, *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 601-610, 1985.
- 35 Basaltic Volcanism Study Project, *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*, 1286 pp., Pergamon, New York, 1981.
- 36 J.B. Gill, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*, (*Minerals and Rocks*, 16), 390 pp., Springer, Berlin, 1981.
- 37 D.L. Anderson, *Theory of the Earth*, 366 pp., Blackwell, Oxford, 1989.
- 38 J.A. Pearce, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, C. Hawkesworth and ? Norry, eds., pp. 230-249, Shiva, Nantwich, 1983.
- 39 M.J. Hole, A.D. Saunders, G.F. Marriner and J. Tarney, Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana islands, *J. Geol. Soc. London*, 141, 453-472, 1984.
- 40 W.M. White and J. Patchett, Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origin and crust mantle evolution, *Earth Planet. Sci. Lett.* 67, 167-185, 1984.
- 41 A. Ewart and C.J. Hawkesworth, The Pleistocene-Recent Tonga-Kermadec arc lavas: interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of depleted mantle source, *J. Petrol.* 28, 495-530, 1987.
- 42 J.D. Woodhead, Geochemistry of the Mariana arc (western Pacific): source composition and processes, *Chem. Geol.* 76, 1-24, 1989.
- 43 M.T. McCulloch and J.A. Gamble, Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism, *Earth Planet. Sci. Lett.* 102, 358-374, 1991.
- 44 F.J. Ryerson and E.B. Watson, Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island arc basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.* 86, 225-239, 1987.
- 45 W. Hildreth and S. Moorbath, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile, *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 455-489, 1988.
- 46 P. Castillo, R. Batiza and J. Stern, Petrology and geochemistry of Nauru basin igneous complex: large-volume, off-axis ridge eruptions of MORB-like basalts during the Cretaceous, *Init. Rep. Deep-Sea Drill. Proj.*, 39, 555-576, 1986.
- 47 J.A. Pearce, N.B.W. Harris and A.G. Tindle, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *J. Petrol.* 25(4), 956-983, 1984.
- 48 R.L. Cullers and J.L. Graf, Rare earth elements in igneous rocks of continental crust: intermediate and silicic rock ore petrogenesis, in: *Rare Earth Element Geochemistry*, P. Henderson, ed., pp. 275-308, Elsevier Amsterdam, 1984.

- 49 H. Nagasawa, Rare earth concentrations in zircons and apatites and their host dacites and granites, *Earth Planet. Sci. Lett.* 9, 359-364, 1979.
- 50 D.J. DePaolo, Neodymium Isotope Geochemistry, (*Minerals and Rocks*, 20), 187 pp., Springer, Berlin, 1988.
- 51 G. Faure, *Principles of Isotope Geology*, 589 pp., 2nd ed., Wiley, New York, 1986.
- 52 R.W. Kay, J.L. Rubenstone and S. Mahlburg Kay, Aleutian terranes from Nd isotopes, *Nature* 322, 605-609, 1986.
- 53 M.T. McCulloch, R.T. Gregory, G.J. Wasserburg and H.P. Taylor, A neodymium, strontium and oxygen isotopic study of the Cretaceous Semail ophiolite and implications for the petrogenesis and seawater-hydrothermal alteration of oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.* 46, 201-211, 1980.
- 54 W.K. Conrad and R.W. Kay, Ultramafic and mafic inclusions from Adak island: crystallization history and implications from the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc, *J. Petrol.* 25, 88-125, 1984.
- 55 S.M. DeBari and N.H. Sleep, High-Mg, low-Al bulk composition of the Talkeetna island arc: Implications for primary magmas and nature of the arc crust, *Geol. Soc. Am. Bull.*, submitted, 1991.
- 56 N.M. Evensen, P.J. Hamilton and R.K. O'Nions, Rare earth abundances in chondritic meteorites, *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 1199-1212, 1978.
- 57 J.J. Cochemé, Le magmatisme cénozoïque dans le nord-ouest du Mexique. Cartographie de la région de Yecora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif. Thèse Etat, Univ. Aix-Marseille, 1985.

## Las secuencias toleíticas de Guanajuato y Arcelia, México centro-meridional: remanentes de un arco insular intra-oceánico del Jurásico superior-Cretácico inferior

### The Guanajuato and Arcelia tholeiitic sequences of central-southern Mexico: remnants of a Late Jurassic-Early Cretaceous intra-oceanic island arc

Por LUIS ENRIQUE ORTIZ, Grenoble y México, y  
HENRIETTE LAPIERRE, Grenoble

Con 5 figuras en el texto

ORTIZ, L. E. & LAPIERRE, H. (1992): Las secuencias toleíticas de Guanajuato y Arcelia, México centro-meridional: remanentes de un arco insular intra-oceánico del Jurásico superior-Cretácico inferior. [The Guanajuato and Arcelia tholeiitic sequences of central-southern Mexico: remnants of a Late Jurassic-Early Cretaceous intra-oceanic island arc.] - *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1991 (6): 1503-1517; Stuttgart.

**Abstract:** The allochthonous Late Jurassic-Early Cretaceous tholeiitic volcano-plutonic and sedimentary sequences present in central and southern Mexico (Guanajuato-Guerrero states) belong to the Cordilleran terranes. They represent the base of an intra-oceanic allochthonous Mesozoic island arc. The ultramafic-mafic cumulates are grading upwards to diorites and acidic plutonic rocks. A basic dyke complex intrudes the plutonic rocks and represents the feeder dykes of the aphyric pillow-basalts. The arc sedimentary cover consists of volcanoclastic sediments.

All the rocks share in common tholeiitic affinities. They are characterized, relative to MORB, by an enrichment in LFS with the exception of  $K_2O$  (< 1 %) and a depletion in HFS. The basic rocks display flat to LREE depleted patterns. Moreover, their  $\epsilon Nd(T = 122-108 \text{ Ma}) (+7 < \epsilon Nd(T) < +9)$  are in the range of island-arc tholeiites. These chemical data suggest that these rocks derive from a mantle source that was little contaminated by a crustal component.

This island arc was generated by a WSW dipping subduction of an oceanic basin located between the Paleo-Pacific ocean and the North American craton. During Cenomanian-Turonian, the island arc collided with the craton and was thrust upon the Mesozoic carbonate platform.

**Key words:** Geodynamic evolution, Late Jurassic, Early Cretaceous, intra-oceanic island arc, oceanic basin, geochemistry, volcano-plutonic, volcano-sedimentary, tholeiitic sequences, Mexico, Guanajuato state, Guerrero state.

**Zusammenfassung:** Die allochthonen spätjurassisch-unterkretazischen tholeiitischen vulkano-plutonischen und sedimentären Schichtfolgen, die in Zentral- und Südmexiko (Guanajuato-Guerrero-Staaten) auftreten, gehören zu den Kordilleren-Terranes. Sie stellen die Basis eines intra-ozeanischen allochthonen mesozoischen Inselbogens dar. Die ultramafitischen bis mafitischen Komplexe gehen nach oben hin in Diorite und saure Plutonite über. Ein Komplex basischer Gänge intrudiert die Plutonite; er repräsentiert den Ursprung von aphytischen Pillow-Basalten. Die Sedimenthülle des Inselbogens besteht aus Vulkanoklastiten.

Alle beobachteten Gesteine zeigen tholeiitische Affinitäten. Sie werden charakterisiert, relativ zu MORB, durch eine Anreicherung an LFS mit Ausnahme von  $K_2O$  ( $< 1\%$ ) und eine Abreicherung von HFS.

Die Basisgesteine zeigen, besonders im Hinblick auf die Seltenen Erden, Zusammenhänge mit Inselbogen-Tholeiiten. Die geochemischen Untersuchungsergebnisse zeigen, daß es sich um Mantelgesteine handelt, die durch Krusteneinflüsse wenig kontaminiert wurden.

Der Inselbogen entstand durch WSW einfallende Subduktion eines ozeanischen Beckens zwischen dem Paläo-Pazifik und dem nordamerikanischen Kraton. Während des Cenomans-Turons kollidierte der Inselbogen mit dem Kraton und wurde auf die mesozoische Karbonat-Plattform überschoben.

**Resumen:** Las secuencias volcano-plutónicas-sedimentarias alóctonas del Jurásico superior-Cretácico inferior presentes en México centro-meridional (Estados de Guanajuato y Guerrero) pertenecen al dominio cordillerano. Ellas representan la base de un arco intra-oceánico mesozoico alóctono. Los cumulos ultrabásicos-básicos gradúan a dioritas y rocas plutónicas ácidas. Un complejo de diques básicos intrusióna las rocas plutónicas y alimenta a basaltos almohadillados. La cubierta sedimentaria del arco está constituida de rocas volcánoclasticas.

La totalidad de rocas básicas muestran afinidades toleíticas, ellas son caracterizadas por un enriquecimiento en elementos LFS con excepción del  $K_2O$  ( $< 1\%$ ), y un empobrecimiento en elementos LFS con respecto a MORB. Los espectros de tierras raras son planos, o empobrecidos en tierras raras ligeras. Sus  $\epsilon Nd$  ( $T = 122-108$  Ma) ( $+7 < \epsilon Nd(T) < +9$ ) son similares a aquellos de las toleitas de arco. Estos valores sugieren que estas rocas proceden de una fuente mantélica poco contaminada por un componente cortical.

Este arco fue generado por una subducción WSW de una cuenca oceánica localizada entre el Paleo-Pacífico y el cratón norteamericano; fue cabalgado sobre la plataforma carbonatada durante el Cenomaniano-Turoniano.

## 1. Introducción

El sistema cordillerano de México sud-occidental se extiende a lo largo de la costa pacífica, sobre una longitud de más de 1000 km. Algunos afloramientos de secuencias volcano-plutónicas y volcano-sedimentarias con afinidad cordillerana han sido reportados en los últimos años en México central (SERVAIS et al. 1982, CHAUVE et al. 1985). Estas secuencias, verdaderamente anómalas en el centro del país, han sido consideradas como testigos de una corteza oceánica triásica (DE CSERNA 1976), de cuencas oceánicas (CUEVAS-PEREZ 1983, SERVAIS et al. 1986), o como verdaderas ofiolitas mesozoicas (SERVAIS et al. 1982).

El concepto de terrenos tectono-estratigráficos desarrollado en México por CAMPA & CONEY (1983), ha modificado la interpretación anterior sobre el significado de las formaciones cordilleranas de México centro-meridional, las cuales han sido consideradas como partes de un "collage" de formaciones pertenecientes a arcos magmáticos y cuencas asociadas, acrecionadas al continente norteamericano durante el Cretácico superior-Paleoceno (CAMPA & CONEY 1983).

Este trabajo pretende contribuir al conocimiento de la evolución geodinámica de las secuencias volcano-plutónicas-sedimentarias con afinidad cordillerana de México centro-meridional (Estados de Guanajuato y Guerrero).

## 2. Marco geológico

Las secuencias volcano-plutónicas-sedimentarias de Guanajuato y Arcelia forman parte del terreno tectono-estratigráfico Guerrero, el cual está caracterizado por la presencia de rocas andesíticas y secuencias volcano-sedimentarias marinas del Jurásico superior-Cretácico inferior (CONEY & CAMPA 1987). Existen, sin embargo, algunos afloramientos de rocas triásicas marinas en el Estado de Zacatecas (BURCKHARDT 1905, DE CSERNA 1976), las cuales han sido correlacionadas con la secuencia volcano-sedimentaria de Guanajuato (DE CSERNA 1970).

### Guanajuato

La Sierra de Guanajuato está situada en México central, en la provincia fisiográfica de la Mesa Central. Dicha sierra se extiende a lo largo de 80 km, con una orientación general  $N 45^\circ W$ , bordeando el "Zacatecas-Guanajuato Thrust Front" (DE CSERNA 1970; Fig. 1).

La geología de la Sierra de Guanajuato está representada por una secuencia volcano-plutónica-sedimentaria alóctona del Jurásico superior-Cretácico inferior (MONOD et al. 1990), la cual ha sido interpretada como una ofiolita típica (SERVAIS et al. 1982). Las unidades alóctonas que la constituyen son, estructuralmente y de la base a la cima, presentadas en la Fig. 2A.

La unidad basáltica de la Luz ( $\pm 1000$  m de espesor), es una sucesión de lavas almohadilladas y masivas, intercaladas con pedernal, piroclastitas (tobas, brechas, hialoclastitas), rocas volcanodetríticas y tobas y flujos riodacíticos calcoalcalinos hacia su cima. Esta unidad cabalga a una for-



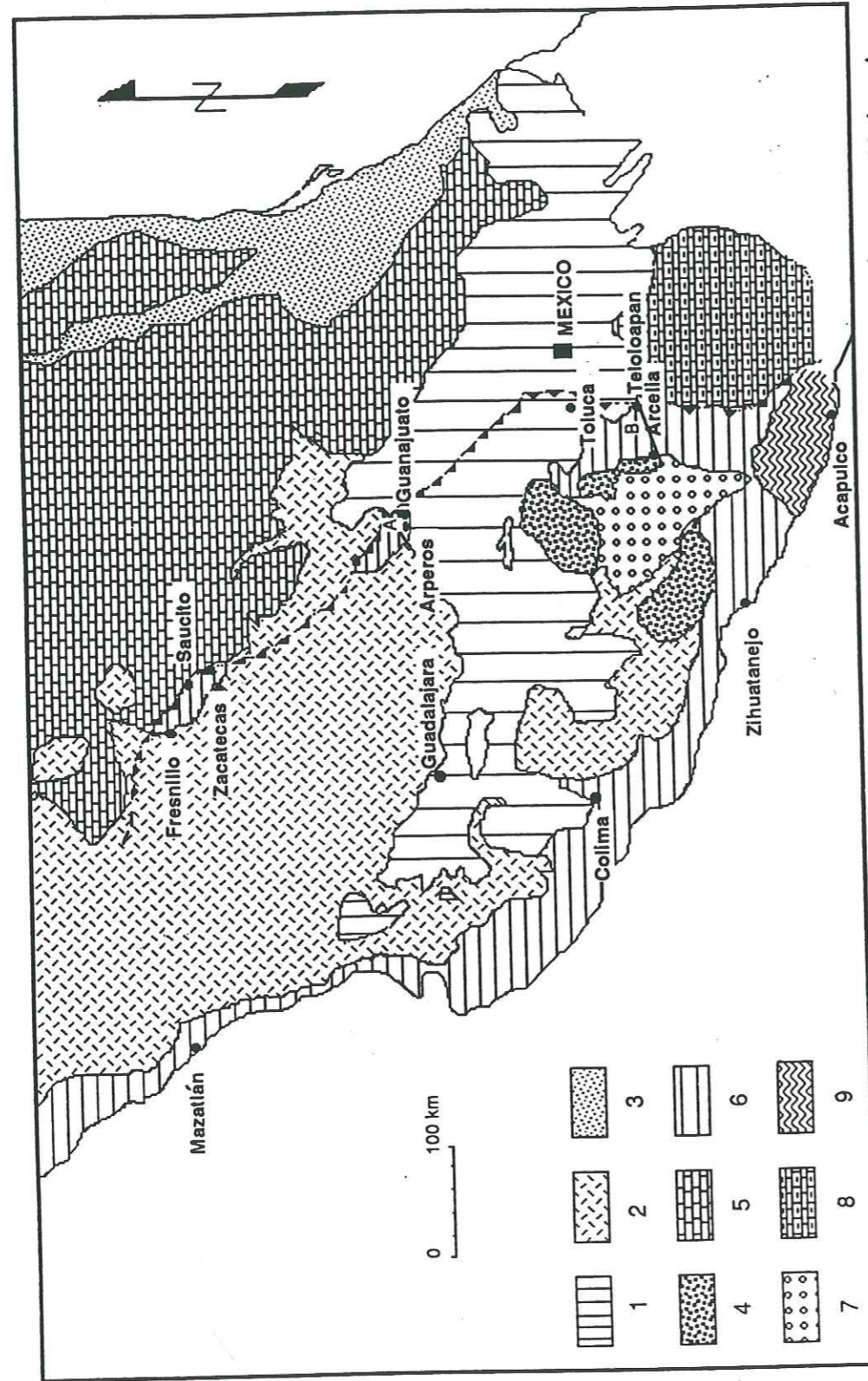


Fig. 1. Carta estructural simplificada de México centro-meridional (según TARDY et al. 1986). 1 - Volcanismo cenozoico del Eje Neovolcánico; 2 - Volcanismo terciario de la Sierra Madre Occidental; 3 - Rocas sedimentarias de la Planicie Costera del Golfo de México; 4 - Capas rojas cenozoicas; 5 - Formaciones cordilleranas; 7 - Secuencias mesozoicas de la Sierra Madre Oriental; 6 - Secuencias volcano-plutónicas-sedimentarias de la plataforma carbonatada de Morelos-Guerrero; 8 - Formaciones sedimentarias de la plataforma carbonatada de Morelos-Guerrero; 9 - Complejo Xolapa. Localización de secciones geológicas: A: Guanajuato, B: Arcelia.

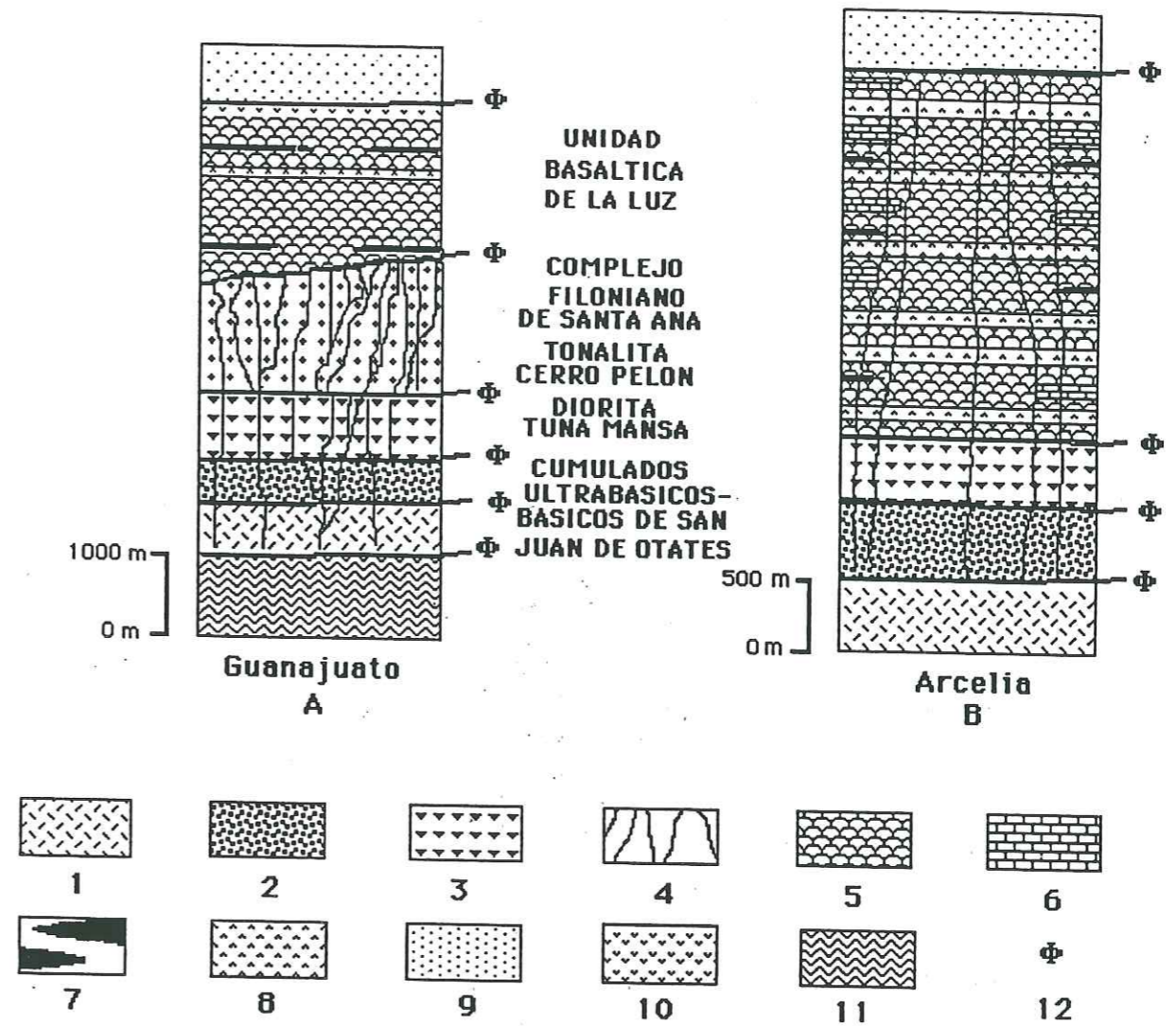


Fig. 2. Columnas litoestratigráficas interpretativas de las secuencias volcano-plutónicas-sedimentarias de Guanajuato (A) y Arcelia (B). 1 - Cumulados ultrabásicos; 2 - Gabros cumulados; 3 - Dioritas de anfíbol; 4 - Diques microgabroicos, doleríticos o basálticos; 5 - Lavas basálticas almohadilladas; 6 - Calizas micríticas; 7 - Radiolaritas; 8 - Rocas piroclásticas; 9 - Rocas volcanoclásticas; 10 - Lavas y tobas riodacíticas; 11 - Formación Arperos; 12 - Contacto tectónico.

Fig. 2. Simplified and reconstructed lithostratigraphic columns of Guanajuato (A) and Arcelia (B) volcano-plutonic and sedimentary sequences. 1 - Ultramafic cumulates; 2 - layered gabbros; 3 - hornblende-diorites; 4 - microgabbroic, doleritic and basaltic dykes; 5 - basaltic pillow-lavas; 6 - micritic limestones; 7 - radiolarian cherts; 8 - pyroclastic rocks; 9 - volcanoclastic rocks; 10 - rhyodacitic tuffs and flows; 11 - Arperos Formation; 12 - thrusts.

Fig. 1. Schematic structural map of central-southern Mexico (after TARDY et al. 1986). 1 - Trans-Mexico Neovolcanic belt; 2 - Sierra Madre Occidental Tertiary volcanic rocks; 3 - Cenozoic detritic sedimentary rocks of the coastal plain of the Mexican Gulf; 4 - Cenozoic red beds; 5 - Mesozoic sedimentary rocks of the Sierra Madre Oriental; 6 - allochthonous volcano-plutonic and sedimentary sequences of the Cordilleran province; 7 - Huetamo volcano-sedimentary sequence; 8 - Guerrero-Morelos carbonate platform deposits; 9 - Xolapa complex. Localization of geological cross sections: A: Guanajuato; B: Arcelia.

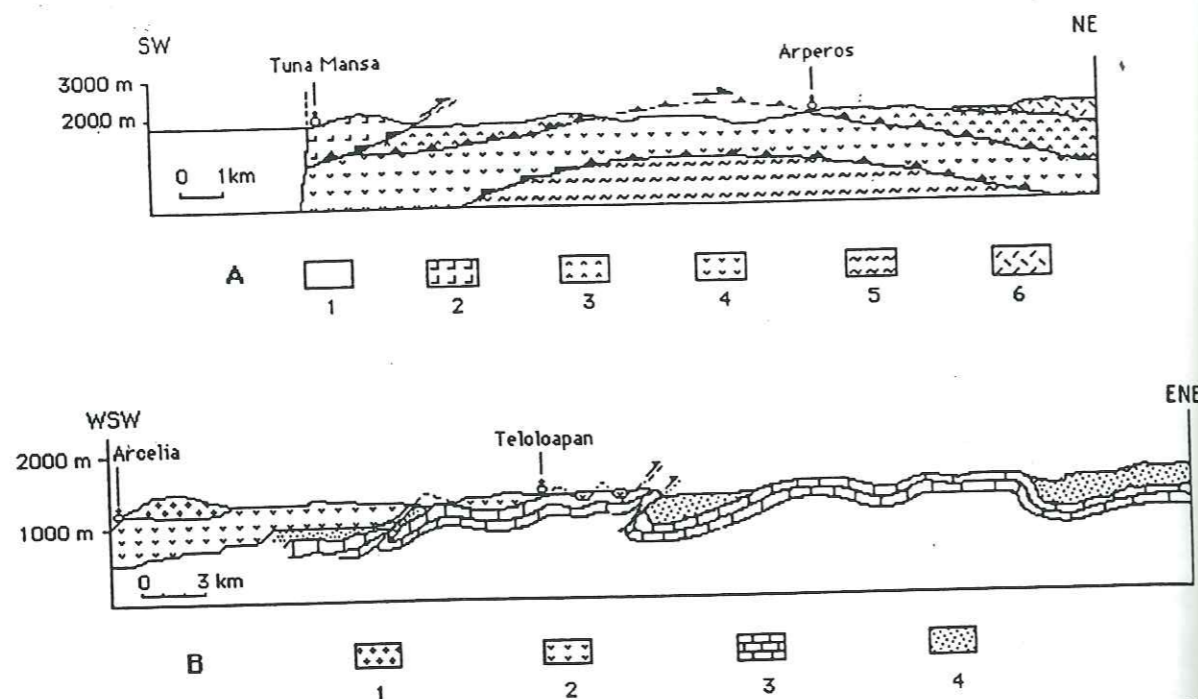


Fig. 3. Secciones geológicas esquemáticas de Guanajuato (A): 1 - Aluvi3n; 2 - Diorita de Tuna Mansa; 3 - Complejo filoniano de Santa Ana; 4 - Unidad basáltica de La Luz; 5 - Formaci3n Arperos; 6 - Volcanismo terciario (seg3n MONOD et al. 1990). Arcelia (B): 1 - Capas rojas cenozoicas; 2 - Secuencias volcano-plut3nicas-sedimentarias de Arcelia-Teloloapan; 3 - Calizas del Cretácico inferior; 4 - Rocas detríticas del Cretácico superior (seg3n CORDOBA et al. 1980).

Fig. 3. Geological cross-sections of the Guanajuato (A) and Arcelia (B) volcano-plutonic and sedimentary sequences. A: 1 - Quaternary sedimentary rocks; 2 Tuna Mansa diorite; 3 - Santa Ana dyke complex; 4 - La Luz basaltic pillow-lavas; 5 - Arperos Formation; 6 - Tertiary volcanism (after MONOD et al. 1990). B: 1 - Cenozoic red beds; 2 - volcano-plutonic and sedimentary Arcelia and Teloloapan sequences; 3 - Lower Cretaceous limestones; 4 - Upper Cretaceous detrital rocks (after CORDOBA et al. 1980).

mación metavolcano-detrítica constituida de grauvacas, lutitas silíceas, pedernal, tobas básicas, limolitas, calizas micríticas y areniscas conglomeráticas, la cual presenta lavas almohadilladas y diques doleríticos a la base. Esta formaci3n ha sido llamada informalmente Formaci3n Arperos por MONOD et al. (1990) (Fig. 3A). Los radiolarios extraídos de esta formaci3n son: *Thanaria* sp., *Novixitus* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Pseudodictyomitra* sp., *Dictyomitra* sp. y *Alievium* sp., con lo cual DAVILA-ALCOCER & MARTINEZ-REYES (1987) le asignan una edad tentativa del Valanginiano-Turoniano, mientras que la presencia de *Nannoconus dolomiticus* (CORONA-CHAVEZ 1987) restringe su edad al Titoniano-Valanginiano.

El complejo filoniano de Santa Ana est3 constituido de un conjunto de diques de dolerita, basalto y gran3fidos (0.2 a 2.0 m de espesor), los cuales intrusionan a gabros, dioritas y tonalitas de la cima del complejo plut3nico.

La tonalita del Cerro Pel3n ( $143 \pm 9$  Ma; K/Ar en roca total; LAPIERRE et al. 1991), constituida de dioritas cuarcíferas, tonalitas, trondhjemitas y granitos de albita, forma una serie de klipptes tect3nicos que descansan sobre la Formaci3n Arperos, unidad basáltica de La Luz y complejo filoniano de Santa Ana.

La diorita de Tuna Mansa ( $122 \pm 6$  Ma; K/Ar en anf3bol; LAPIERRE et al. 1991), se presenta tambi3n como klipptes tect3nicos que descansan sobre las unidades de La Luz y Formaci3n Arperos (Fig. 3A). Esta unidad puede graduar localmente a facies gabroicas, y contiene enclaves de clinopiroxenita.

Los cumulos ultrabásicos-básicos de San Juan de Otates forman un conjunto de escamas tect3nicas de wehrlitas, clinopiroxenitas de olivino, harzburgitas y gabros de clinopiroxeno-hornblenda. Las peridotitas con textura de tectonitas est3n ausentes.

Las lineaciones mecánicas y minerales en los planos de deformaci3n, indican que las unidades tect3nicas en la Sierra de Guanajuato fueron cabalgadas hacia el NNE (MONOD et al. 1990).

El metamorfismo que afecta la secuencia volcano-plut3nica-sedimentaria es de grado bajo y pertenece a la facies de esquistos verdes (albita + clorita + actinolita  $\pm$  epidota  $\pm$  esfena).

### Arcelia

En la regi3n centro-meridional de M3xico, entre los poblados de Arcelia y Teloloapan, en el estado de Guerrero (Fig. 1), aflora una secuencia volcano-sedimentaria metamorfizada del Jurásico superior-Cretácico inferior (CAMPA & CONEY 1983). La parte volcánica de esta secuencia, entre Palmar Chico y Arcelia, est3 constituida de una alternancia de lavas basálticas almohadilladas y masivas, hialoclastitas, brechas y tobas de similar composici3n (Fig. 2B), mientras que en la parte sedimentaria se reconocen rocas pelágicas representadas por pizarras negras con amonites del Titoniano (*Protancyloceras* sp.; J. R. PATINO, com. oral), calizas micríticas, grauvacas, rocas volcánicas silíceas, y radiolaritas con *Crucella messinae* PESSANGO, *Zifondium* sp., *Podobursa* sp., *Acanthocircus* sp., *Paronaella* sp., *Praeconocuryomma* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Novixitus* (?) sp. y *Mita* (?) sp., asignándoseles una edad Albiano-Cenomaniano (DAVILA-ALCOCER & GUERRERO-SUASTEGUI 1990). Esta secuencia presenta, adem3s, en su porci3n nordoccidental (Palmar Chico-San Pedro Lim3n), diques microgabroicos y doleríticos del Albiano (108 Ma; K/Ar en magnesio-hastingsita; ORTIZ et al. 1991), que intrusionan a las lavas almohadilladas y calizas micríticas. Ella es cabalgada hacia el NNE por pequeños cuerpos ultrabásicos-dioríticos, que arrojan una edad albiana (105 Ma;  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda; DELGADO-ARGOTE et al. 1990). En la porci3n suroccidental, en las cercanías del poblado de Arcelia, las lavas almohadilladas son intrusionadas por un stock pequeño (2 km<sup>2</sup>) de gabros cumulos y dioritas del Campaniano (79 Ma; K/Ar en roca total; ORTIZ, en prep.).

La secuencia volcano-sedimentaria y plut3nica del Titoniano-Albiano-Cenomaniano de Arcelia-Palmar Chico cabalga hacia el ENE a la secuencia volcano-sedimentaria calcoalcalina albo-aptiana de Teloloapan (Fig. 3B; CORDOBA et al. 1980). Ambas secuencias son afectadas por un me-

tamorfismo de grado bajo, variando de facies prehnita-pumpellyita a esquistos verdes (TALAVERA et al. 1990, ORTIZ et al. 1991).

### 3. Petrografía

Petrográficamente, los basaltos de Guanajuato son afíricos o poco porfídicos (< 10 % de fenocristales), mientras que las doleritas presentan en promedio 15 % de fenocristales. Sus texturas magmáticas, con plagioclasa preservada e incluyen intersertales, ofíticas y variolíticas, con plagioclasa albitizada, clinopiroxeno (diópsido, endiópsido, augita y salita), titanomagnetita de cristalización tardía y minerales secundarios intersticiales (clorita, actinolita, epidota y esfena). Para el caso de Arcelia, los basaltos son porfídicos a glomeroporfídicos (15 a 20 % de fenocristales), con plagioclasa albitizada, clinopiroxeno (diópsido, endiópsido y augita) y relictos de ortopiroxeno transformado en clorita y epidota. Los minerales de la matriz incluyen prehnita, pumpellyita, clorita y titanomagnetita tardía transformada en esfena.

Los gabros de Guanajuato muestran texturas de adcumulado-mesocumulado, con grandes cristales poecilíticos de magnesio-hornblenda y clinopiroxeno, con plagioclasa y minerales secundarios (epidota, clorita, esfena) en cristales intercumulus. Los diques de microgabro de Arcelia son ortocumulados de clinopiroxeno-ortopiroxeno y trazas de anfíbol pargasítico. La plagioclasa es albitica y contiene los mismos minerales secundarios presentes en los basaltos.

Las dioritas de Guanajuato exhiben texturas equigranulares con andesina-oligoclasa, y como minerales accesorios magnesio-hornblenda y biotita, mientras que las rocas tonalíticas-trondhjemíticas contienen albita, cuarzo, magnesio-hornblenda, biotita cloritizada, allanita, esfena y apatita.

Las rocas ultrabásicas son clasificadas petrográficamente como wehrlitas, clinopiroxenitas de olivino y hornblenditas. Su textura es de adcumulado con cristales poecilíticos de clinopiroxeno (diópsido, salita) y hornblenda tschermakítica, y en posición intercumulus olivino magnésiano parcialmente transformado en antigorita.

### 4. Geoquímica

La determinación de elementos mayores, traza y tierras raras fue realizada por ICP en el Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (C. R. P. G.) de Nancy, Francia, con errores analíticos de 0.5 ppm para contenidos < 10 ppm y 5 % para contenidos > 10 ppm. Los datos isotópicos (Nd/Sm) fueron determinados en ejemplares seleccionados, también en el C. R. P. G. de Nancy. Las edades de 122 y 108 Ma fueron utilizadas para calcular el  $\epsilon_{Nd}(T)$  de las secuencias magmáticas de Guanajuato y Arcelia respectivamente.

Los contenidos en tierras raras de basaltos y diques doleríticos-basálticos de Guanajuato y Arcelia son bajos (10 a 30 x condritas), y sus espectros de tierras raras normalizados con respecto a condritas (valores de normalización de EVENSEN et al. 1978) son planos o empobrecidos en tierras raras ligeras ( $0.5 < (La/Yb)_N < 2.1$ ; Fig. 4A); estos espectros son a la vez similares a aquellos de MORB's (Basaltic Volcanism Study

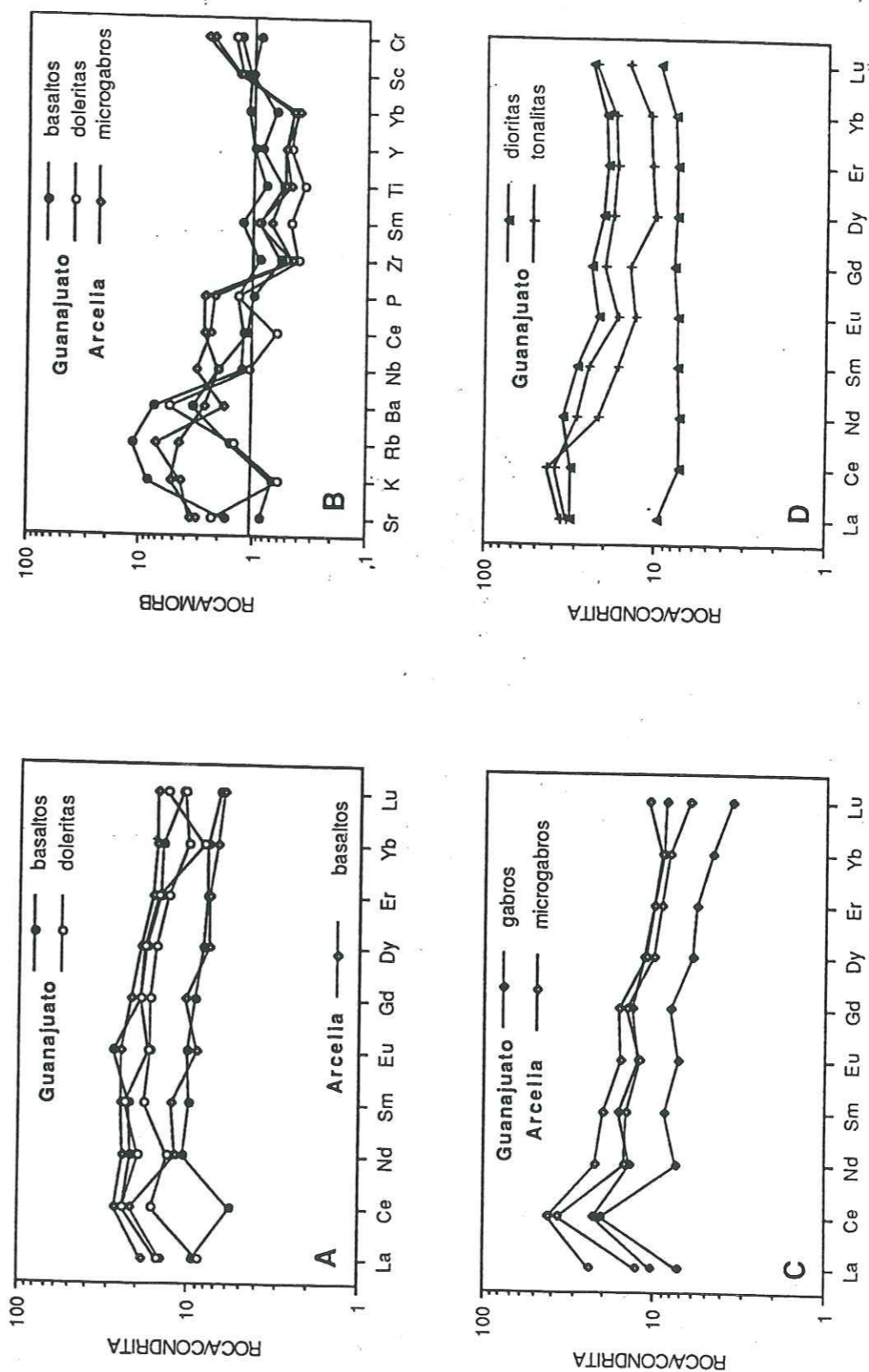


Fig. 4. Diagramas de normalización con respecto a condritas (A, C y D) y MORB (B), de las secuencias toleíticas de Guanajuato y Arcelia. A y B: Basaltos, doleritas y microgabros; C: Gabros y microgabros; D: Dioritas y tonalitas.

Fig. 4. REE patterns (A, C and D) and MORB normalized diagrams (B) for the Guanajuato and Arcelia tholeiitic sequences. A and B: basaltos, dolerites and microgabbros; C: gabbros and microgabbros; D: diorites and tonalitic rocks.

Project 1981) o al de toleítas primitivas de arco insular (JAKES & GILL 1970). Las anomalías positivas en Ce son sin duda debidas al error analítico (determinación por ICP), mientras que aquellas en Eu ( $0.7 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1.1$ ) están asociadas al fraccionamiento de las plagioclasas.

Los diagramas multi-elementos normalizados con respecto a MORB (PEARCE 1983), muestran un enriquecimiento en elementos LFS y un empobrecimiento en elementos HFS (Fig. 4B). Este tipo de espectro es típico de toleítas de arco (PEARCE 1983). Se puede constatar, sin embargo, que el comportamiento del potasio es variable y que los contenidos en Nb son elevados, comparados a los valores reportados para las toleítas de arco ( $\text{Nb} = 1.7 \text{ ppm}$ ; PEARCE 1982). Las variaciones en potasio pueden ser explicadas en términos de la movilidad de este elemento durante el metamorfismo, mientras que las anomalías positivas en Nb de lavas y diques ( $\text{Nb} < 5 \text{ ppm}$ ) son más primitivas y se consideran ligadas a la fuente magmática, ya que similares anomalías son también reconocidas en la secuencia volcano-sedimentaria toleítica del Cretácico inferior de Saucito-Fresnillo-Zacatecas (YTA et al. 1990), en la secuencia volcano-sedimentaria calco-alcalina albo-aptiana de Teloloapan (TALAVERA et al. 1990) y San Miguel de Allende, Guanajuato (ORTIZ et al., en prep.).

Los gabros cumulados de Guanajuato y los diques de microgabro de Arcelia tienen contenidos en tierras raras de 10 a 30 x condritas. Sus espectros de tierras raras son planos o ligeramente enriquecidos en tierras raras ligeras ( $0.91 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 2.67$ ), y muestran anomalías positivas en Ce y negativas en Eu ( $0.81 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.87$ ) (Fig. 4C). El ligero enriquecimiento en LREE está sin duda ligado a la presencia de trazas de anfíbol en estas rocas. Las dioritas y las rocas ácidas de Guanajuato muestran espectros planos o enriquecidos en LREE y en HREE (espectros en "U") ( $1.24 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 1.56$  y  $1.42 < (\text{La}/\text{Yb})_N < 3.22$  respectivamente) (Fig. 4D), lo que es el reflejo, sin duda, de la presencia de anfíbol, allanita, esfena y apatito como minerales accesorios.

Los  $\epsilon\text{Nd}$  ( $T = 122 \text{ Ma}$ ) de la secuencia volcano-plutónica de Guanajuato están comprendidos entre +7 y +9, lo que indica, por una parte, que se trata de una serie comagmática, formada a partir de una fuente mantélica, sin contaminación significativa por un componente cortical; y por otra parte, que se trata de rocas de arco insular establecidas sobre corteza oceánica ( $\epsilon\text{Nd} = +6.5$  a +10; DE PAOLO 1988). El  $\epsilon\text{Nd}$  ( $T = 108 \text{ Ma}$ ) de un dique de microgabro de la secuencia volcano-sedimentaria-plutónica de Arcelia es igual a +8.7, lo que sugiere, lo mismo que para la secuencia de Guanajuato, que esta roca procede de una fuente magmática empobrecida en elementos incompatibles, pero sin embargo diferente de los MORB's ( $\epsilon\text{Nd} = +10$ ; DE PAOLO 1988).

### 5. Discusión y conclusiones geodinámicas

El sistema cordillerano de México ha sido clásicamente interpretado como el resultado de una subducción con dirección E del Paleo-Pacífico bajo el margen occidental norteamericano (CORDOBA et al. 1980, RANGIN 1982, TARDY et al. 1986), o como un "collage" de formaciones tectono-estratigráficas pertenecientes a arcos magmáticos y cuencas asociadas, acrecionadas al continente norteamericano durante el Cretácico superior-Paleoceno (CAMPA & CONEY 1983, SERVAIS et al. 1986). Sin

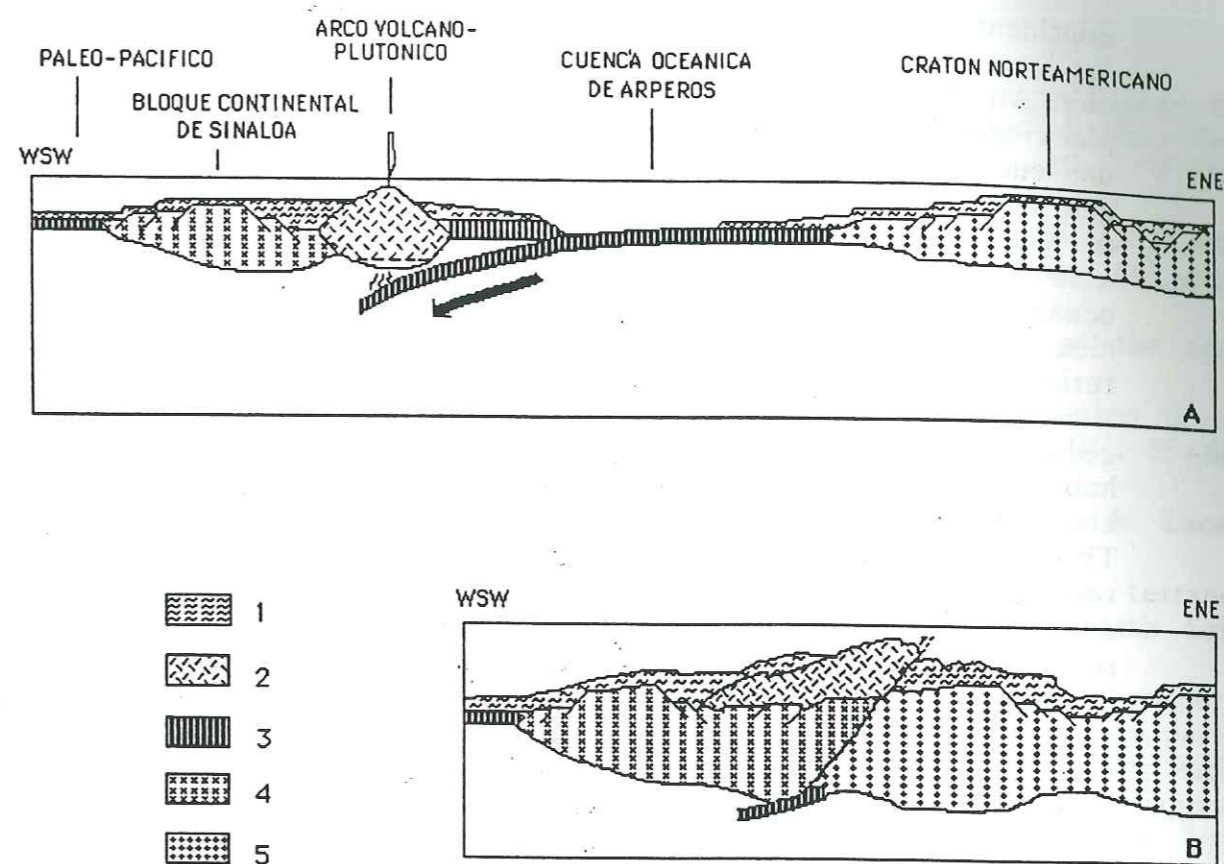


Fig. 5. Evolución geodinámica del arco intra-oceánico durante el Jurásico superior-Neocomiano (A) y Cenomaniano-Turoniano (B). 1 - Cubierta sedimentaria volcánoclastica; 2 - Secuencia volcano-plutónica de arco; 3 - Corteza oceánica del Triásico-Jurásico; 4 - Corteza continental paleozoica; 5 - Corteza continental del cratón norteamericano.

Fig. 5. Geodynamic evolution of the intra-oceanic island arc during Late Jurassic-Neocomian (A) and Cenomanian-Turonian (B). 1 - Volcaniclastic sedimentary cover; 2 - volcanic-plutonic arc sequence; 3 - oceanic lithosphere (Triassic-Jurassic); 4 - Sinaloa Paleozoic continental fragment; 5 - continental crust.

embargo, este trabajo demuestra que las secuencias volcano-sedimentarias alóctonas del Jurásico superior-Cretácico inferior de Guanajuato y Arcelia pertenecen a una serie toleítica de arco, sin evidencia significativa de contaminación cortical, y formada en un ambiente intra-oceánico, como lo demuestra su íntima asociación con sedimentos pelágicos (radiolaritas, calizas micríticas, etc.), y los valores del  $\epsilon\text{Nd}$  ( $T = 122$  y  $108 \text{ Ma}$ ) = +7 a +9, que sugieren, en efecto, que estas secuencias estuvieron instaladas sobre corteza oceánica.

Dadas las similitudes litológico-geoquímicas, edad Jurásico superior-Cretácico inferior, estilo de deformación y la dirección de cabalgamiento hacia el NNE o ENE de las secuencias toleíticas de Guanajuato y Arcelia, se propone entonces que éstas representan el inicio del magmatismo de un arco, generado por la subducción, con dirección WSW, de una cuenca oceánica ("cuenca de Arperos"), localizada entre el Paleo-Pacífico y el

continente norteamericano (Fig. 5). Los testigos de esta cuenca serían las lavas almohadilladas y las doleritas alcalinas de la base de la Formación Arperos, las cuales están relacionadas a un magmatismo de intra-placa oceánica. Es necesario aclarar que la idea sobre la existencia de una cuenca con dirección SW no es nueva (CONEY 1983), y que un margen continental de colisión activo en la región suroccidental del Golfo de México ha sido propuesto por DE CSERNA (1981/1984). Sin embargo, a la fecha se desconocen las dimensiones y morfología de esta cuenca oceánica, las cuales habrían sido obliteradas por la tectónica fini-miocénica y plio-cuaternaria. Si bien la edad Jurásico superior-Cretácico inferior de la cuenca de Arperos podría sugerir una posible relación genética con la abertura del Golfo de México, y la actividad de las megacizallas propuestas por ANDERSON & SCHMIDT (1983), éstas últimas habrían afectado sobre todo el dominio de plataformas del cratón norteamericano, ya que según cartas paleogeodinámicas propuestas para el Títoniano-Valanginiano (STEPHAN et al. 1990), el Golfo de México tendría más afinidad tethysiana, mientras que el arco cordillerano mexicano, a la misma época, y de acuerdo con su contexto intra-oceánico, se encontraría más hacia el WSW. Contemporáneamente, y hacia el sur, la subducción de la corteza oceánica tethysiana bajo la placa paleopacífica genera el arco proto-caribe, donde sus testigos están representados en las Antillas Mayores, Cuba y Puerto Rico (STEPHAN et al. 1990). Si el modelo propuesto de arco intra-oceánico paleopacífico para el magmatismo de arco cordillerano de México centro-meridional es exacto, éste representaría entonces la extensión nord-occidental del arco proto-caribe.

Si bien el arco estuvo instalado sobre corteza oceánica triásica (?roca verde de Zacatecas?) o jurásica (?ofiolitas de Baja California?), no se descarta la posibilidad de la existencia de bloque(s) continental(es): "Bloque continental paleozoico de Sinaloa" (Fig. 5), ya que las formaciones de arco al SW del país (Estado de Sinaloa), reposan discordantemente sobre sedimentos carboníferos (BONNEAU 1972).

En este contexto, las secuencias volcánico-plutónicas-sedimentarias alóctonas de Guanajuato y Arcelia representan los remanentes de un arco insular intra-oceánico paleopacífico del Jurásico superior-Cretácico inferior. En el Aptiano-Albiano, el magmatismo de arco evolucionó a calcoalcalino (ALMAZAN-VAZQUEZ 1988, TALAVERA et al. 1990, ORTIZ et al. 1991). Las secuencias volcánico-plutónicas resultantes de estos magmatismos fueron entonces cabalgadas durante el Cenomaniano-Turoniano sobre la plataforma carbonatada de Valles-San Luis Potosí/Morelos-Guerrero. El décollement podría ser importante ( $\pm$  450 km entre Guanajuato y la costa pacífica), y afectaría incluso a rocas del basamento (ELIAS-HERRERA & LOSANO-SANTA CRUZ 1990).

**Agradecimientos:** Los autores hacen patente su agradecimiento al Consejo de Recursos Minerales (C. R. M.) por su asistencia en el trabajo de campo, al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (C. O. N. A. C. Y. T.) de México, y a DBT-C. N. R. S. "Bilan de la Terre" y Ministère des Affaires étrangères de Francia, por su apoyo económico. De la misma manera, se agradece a los editores de "Zentralblatt für Geologie und Paläontologie" la revisión del manuscrito y las acertadas críticas concen-

## Referencias bibliográficas

- ALMAZAN-VAZQUEZ, E. (1988): Geoquímica de las rocas volcánicas de la Formación Alisitos del arroyo La Bocana en el Estado de Baja California Norte. - Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geol., Rev., 7 (1): 78-88; México.
- ANDERSON, T. H. & SCHMIDT, V. A. (1983): The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. - Geol. Soc. Amer. Bull., 94: 941-966; New York.
- Basaltic Volcanism Study Project (1981): Basaltic volcanism on the terrestrial planets. - 1286 pp.; New York (Pergamon Press).
- BONNEAU, M. (1972): Données nouvelles sur les séries crétacées de la côte pacifique du Mexique. - Bull. Soc. géol. France, 7 (XIV): 55-66; Paris.
- BURCKHARDT, C. (1905): La faune marine du Trias supérieur de Zacatecas. - Inst. Geol. México, 21: 44 pp., 8 láms.; México.
- CAMPA, M. F. & CONEY, P. J. (1983): Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distribution in Mexico. - Can. J. Earth Sci., 20: 1040-1051; Ottawa.
- CHAUVE, P., FOURCADE, E. & CARRILLO, M. (1985): Les rapports structuraux entre les domaines cordillèrain et mésogéen dans la partie centrale du Mexique. - C. R. Acad. Sci. Paris, 301 (II): 335-340; Paris.
- CONEY, P. J. (1983): Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y El Caribe. - Rev. Inst. Mex. Petrol., XV: 6-15; México.
- CONEY, P. J. & CAMPA, M. F. (1987): Lithotectonic terrane map of Mexico (West of the 91st meridian). - Miscell. Field Studies Map, U. S. Geol. Surv., map MF-1987-D; Washington.
- CORDOBA, D. A., TARDY, M., CAMPA, M. F. & RANGIN, C. (1980): Le Mexique mésogéen et le passage au système cordillèrain de type Californie. - In: Congr. Geol. Intern., XXVI: 18-29; Paris.
- CORONA-CHAVEZ, P. (1988): Análisis estratigráfico-estructural de la porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato. - Tesis de Licenciatura: 60 pp.; Mexico (Ins. Pol. Nal.). [Inédito]
- CSERNA, Z. DE (1970): Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in northern Mexico. - In: The framework of the Chihuahua tectonic belt: 99-117; Midland/Texas (West Texas Geol. Soc.).
- (1976): Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico. - Geol. Soc. Amer. Bull., 87: 1191-1199; New York.
- (1981/1984): Margen continental de colisión activo en la parte suroccidental del Golfo de México. - Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geol., Rev., 5 (2): 255-261; México.
- CUEVAS-PEREZ, E. (1983): Evolución geológica mesozoica del Estado de Zacatecas. - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1983 (3/4): 190-201; Stuttgart.
- DAVILA-ALCOCER, V. M. & MARTINEZ-REYES, J. (1987): Una edad cretácica para las rocas basales de la sierra de Guanajuato. - In: Resúmenes de la excursión a la sierra de Guanajuato: 19-20; México (Univ. Nat. Autón.).
- DAVILA-ALCOCER, V. M. & GUERRERO-SUASTEGUI, M. (1990): Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcánica-sedimentaria al oriente de Arcelia, Edo. de Guerrero. - In: Resúmenes de la Convenc. Geol. Nac.: 83; México (Soc. Geol. mexicana).

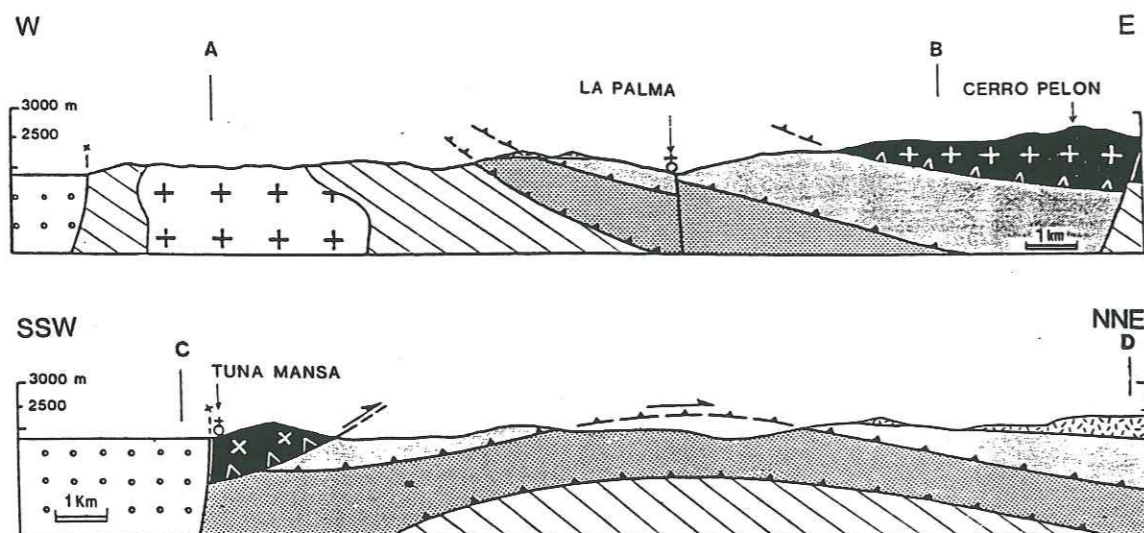
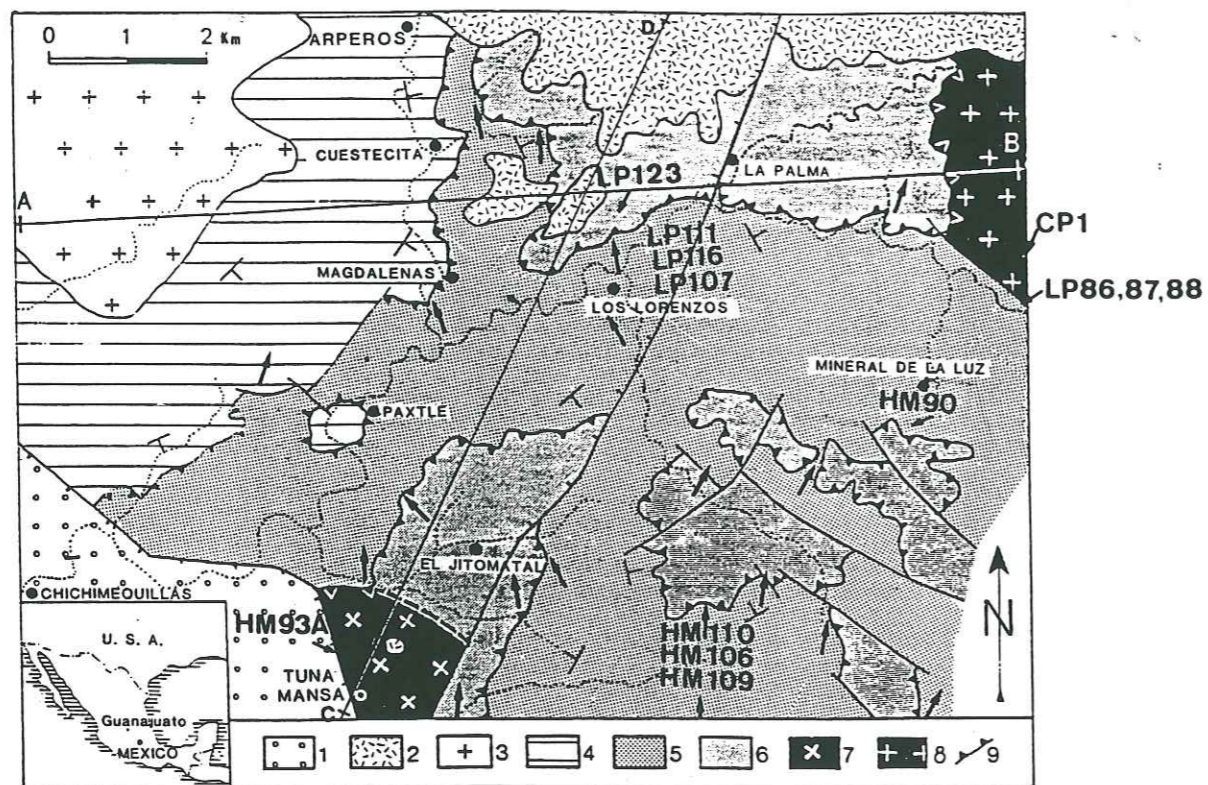
- DELGADO-ARGOTE, L. A., LOPEZ-MARTINEZ, M., YORK, D. & HALL, C. M. (1990): Geology and geochronology of ultramafic localities in the Cuicateco and Tierra Caliente complexes, southern Mexico. - *Ann. Meet. Geol. Soc. Amer.*, Abstracts with Programs: 326; Dallas/Texas.
- DE PAOLO, D. J. (1988): Neodymium isotope geochemistry. An introduction. - 187 pp., 104 fig.; Berlin/Heidelberg/New York/London/Paris/Tokyo (Springer-Verlag).
- ELIAS-HERRERA, M. & LOZANO-SANTA CRUZ, R. (1990): Evidencias de "décollement" en niveles inferiores del complejo metamórfico Tierra Caliente. - In: Resúmenes de la Convenc. Geol. Nac.: 35-36; México (Soc. Geol. mexicana).
- EVENSEN, N. M., HAMILTON, P. J. & O'NIONS, R. K. (1978): Rare-Earth abundances in chondritic meteorites. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1199-1212; New York.
- JAKES, P. & GILL, J. (1970): Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 83: 29-40; Amsterdam.
- LAPIERRE, H., ORTIZ, L. E., ABOUCHAMI, W., MONOD, O., COULON, C. & ZIMMERMANN, J. L. (1990): The crustal section of an intra-oceanic island-arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence (central Mexico). - *Earth Planet. Sci. Lett.*; Amsterdam. [En curso de impresión]
- MONOD, O., LAPIERRE, H., CHIODI, M., MARTINEZ, J., CALVET, P., ORTIZ, E. & ZIMMERMANN, J. L. (1990): Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central; la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur). - *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310 (II): 45-51; Paris.
- ORTIZ, E., LAPIERRE, H. & TALAVERA, O. (1991): The Palmar Chico-Arcelia tholeiitic and calcalkaline volcano-sedimentary sequences: evidence of submarine stratovolcanoes in the Late Jurassic-Early Cretaceous intra-oceanic island arc of southern Mexico. - In: *Terra abstracts*, 3 (1): 325, EUG VI; Strasbourg.
- PEARCE, J. A. (1982): Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. - In: THORPE, R. S. (ed.): *Andesites: orogenic andesites and related rocks*: 525-548; Chichester (Wiley & Sons).
- (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. - In: HAWKESWORTH, C. J. & NORRY, M. J. (eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths*: 230-249; Nantwich (Shiva Publ.).
- RANGIN, C. (1982): Contribution à l'étude géologique du système cordillèrain du Nord-Ouest du Mexique. - Thèse, Univ. P. et M. Curie: 588 pp.; Paris.
- SERVAIS, M., CUEVAS-PEREZ, E. & MONOD, O. (1986): Une section de Sinaloa à San Luis Potosí: nouvelle approche de l'évolution du Mexique nord-occidental. - *Bull. Soc. géol. France*, 8 (II): 1033-1047; Paris.
- SERVAIS, M., ROJO-YANIZ & COLORADO-LIEVANO, D. (1982): Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y Guanajuato: postulación de un paleogolfo de Baja California y de una digitación Tethysiana en México central, México. - *Geomimet*, 115 (3a. época): 53-71; México.
- STEPHAN, J. F., MERCIER DE L., B., CALAIS, E., TARDY, M., BECK, C., CARFANTAN, J. C., OLIVET, J. L., VILA, J. M., BOUYSSSE, P., MAUFFRET, A., BOURGOIS, J., THERY, J. M., TOURNON, J., BLAN-

- CHET, R. & DERCOURT, J. (1990): Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. - *Bull. Soc. géol. France*, 8 (VI): 915-919; Paris.
- TALAVERA, O., RAMIREZ, J., LAPIERRE, H., MONOD, O., CAMPA, M. F. & TARDY, M. (1990): The albo-aptian volcano-sedimentary calc-alkaline arc series of Teloloapan (southern Mexico). Correlations with the contemporaneous Zihuatanejo sequence and geodynamic implications. - 12. *Geowiss. Lateinamerika-Koll., Zusammenfass.*; München.
- TARDY, M., CARFANTAN, J. C. & RANGIN, C. (1986): Essai de synthèse sur la structure du Mexique. - *Bull. Soc. géol. France*, 8 (II): 1025-1031; Paris.
- YTA, M., LAPIERRE, H., MONOD, O. & WEVER, P. DE (1990): Magmatic and structural characteristics of the Lower Cretaceous arc-volcano-sedimentary sequence of Saucito-Zacatecas-Fresnillo (Central Mexico). Geodynamic implications. - 12. *Geowiss. Lateinamerika-Koll., Zusammenfass.*; München.

## Dirección de los autores:

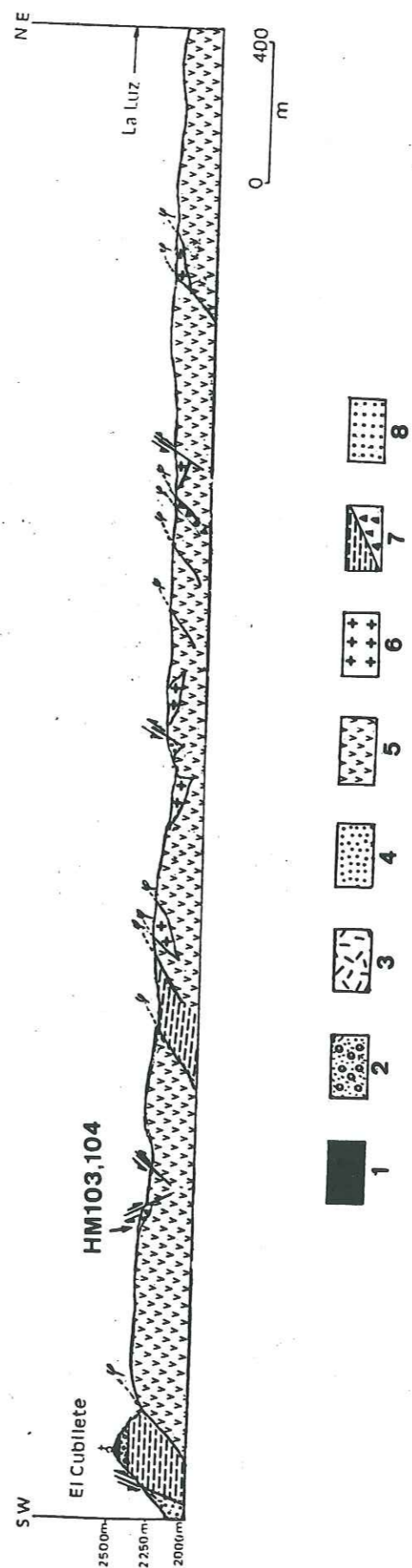
LUIS ENRIQUE ORTIZ, U. R. A. C. N. R. S., no. 69, Université Joseph Fourier de Grenoble, Institut Dolomieu, F-38031 Grenoble cedex, France, y Consejo de Recursos Minerales, México.

HENRIETTE LAPIERRE, U. R. A. C. N. R. S., no. 69, Université Joseph Fourier de Grenoble, Institut Dolomieu, F-38031 Grenoble cedex, France.



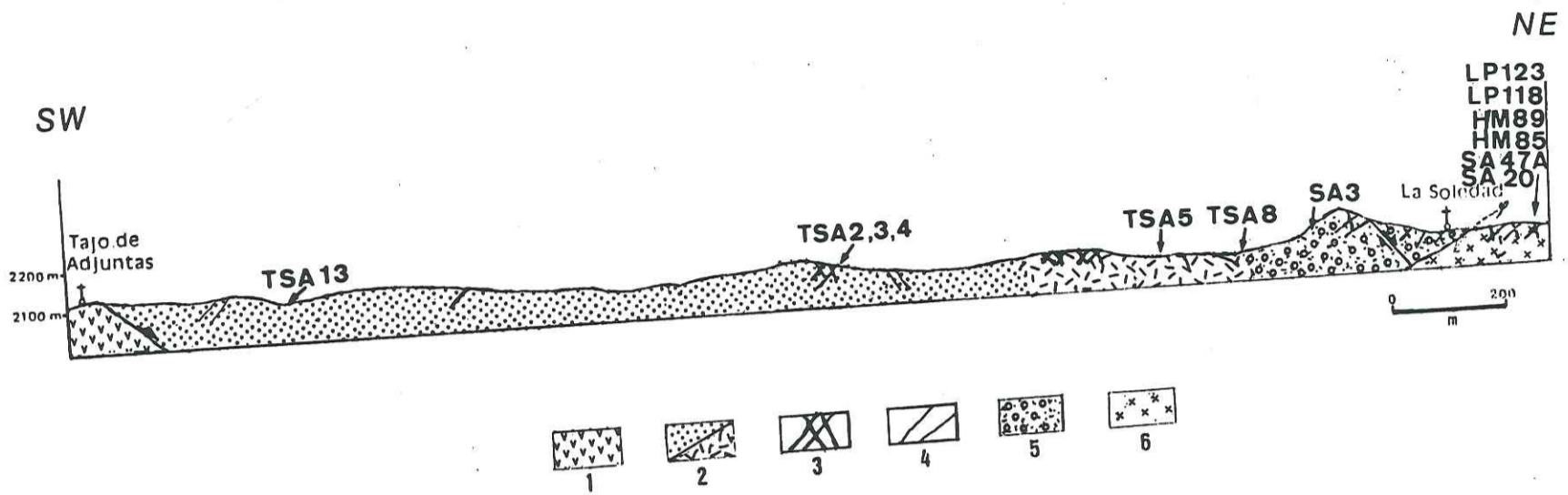
Carte et coupes géologiques entre les villages d'Arperos et La Luz (d'après Monod et al., 1990), situant les échantillons étudiés géochimiquement.

1: Néogène récent; 2: Volcanisme néogène; 3: Granite intrusif laramide; 4: Formation d'Arperos; 5: Unité volcanique de La Luz; 6: Complexe filonien de Santa Ana; 7: Diorite de Tunamansa; 8: Tonalite du Cerro Pelón; 9: Failles normales; 10: Contacts anormaux; 11: Direction des linéations.

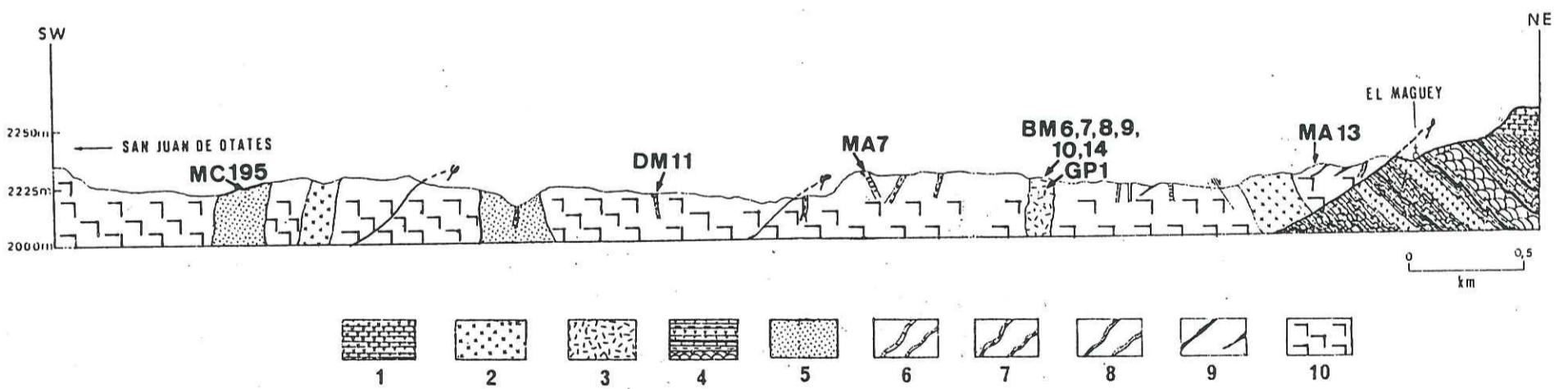


Coupe géologique entre El Cubilete et le village de La Luz, situant les échantillons étudiés géochimiquement.

- 1: Volcanisme basaltique récent; 2: Gravieres de l'Oligocène et du Pléistocène; 3: Volcanisme ignimbritique tertiaire; 4: Sédiments tertiaires; 5: Unité volcanique de La Luz; 6: Diorite de Tunamansa; 7: Tufs basaltiques et hyaloclastites; 8: Dacites.



Coupe géologique entre le village de Tajo de Adjuntas et le barrage de La Soledad, situant les échantillons étudiés géochimiquement.  
 1: Unité volcanique de La Luz; 2: Brèches magmatiques de haut de chambre à ciment ultrabasique à dioritique; 3: Filons synplutoniques tronçonnés; 4: Filons des roches acides; 5: Gabbro cumulat; 6: Diorites et tonalites-trondhjémites encaissantes du complexe filonien de Santa Ana.



Coupe géologique entre la mine à tungstène El Maguëy et San Juan de Otates, le long de l'arroyo du même nom. Les numéros et flèches indiquent la localisation des échantillons étudiés géochimiquement.  
 1: Volcanisme ignimbrétique du Tertiaire; 2: Diorites ou monzonites; 3: Brèches magmatiques de base de chambre de l'Aptien-Albien; 4: Formation flyschôïde d'Arperos; 5: Gabbros cumulats; 6: Filons d'ankaramite; 7: Filons de rodingite; 8: Filons acides; 9: Serpentinites; 10: Wehrlites et clinopyroxénites à olivine.



# GEOLOGY OF THE NORTHERN SAN MIGUEL ALLENDE AREA NORTHEASTERN GUANAJUATO, MEXICO

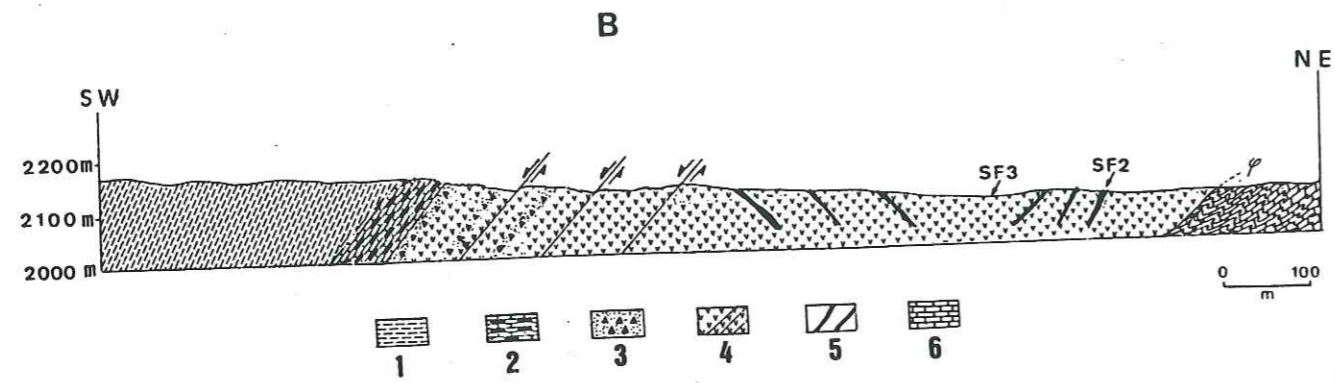
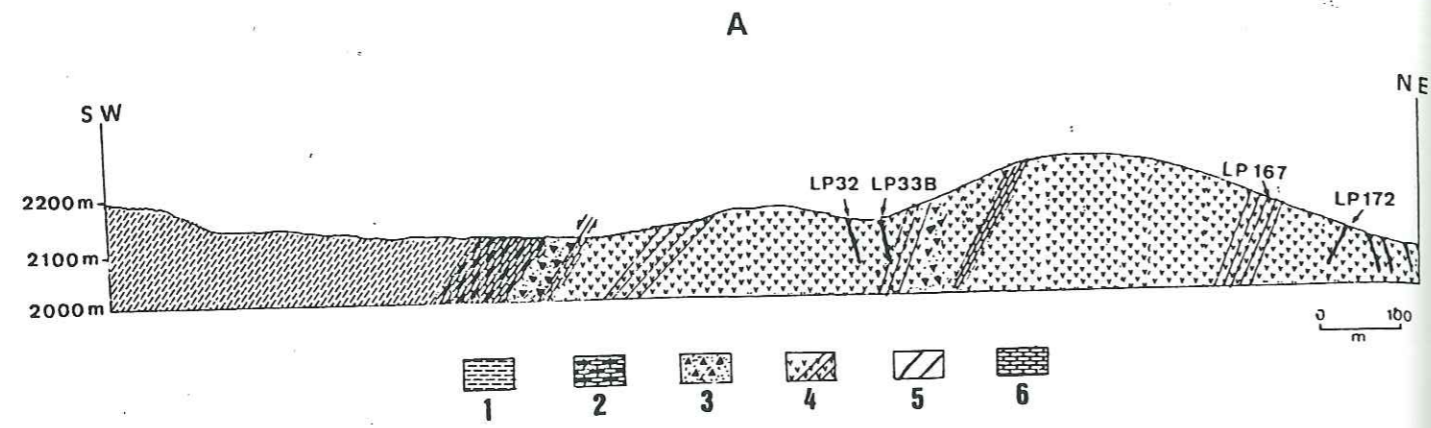
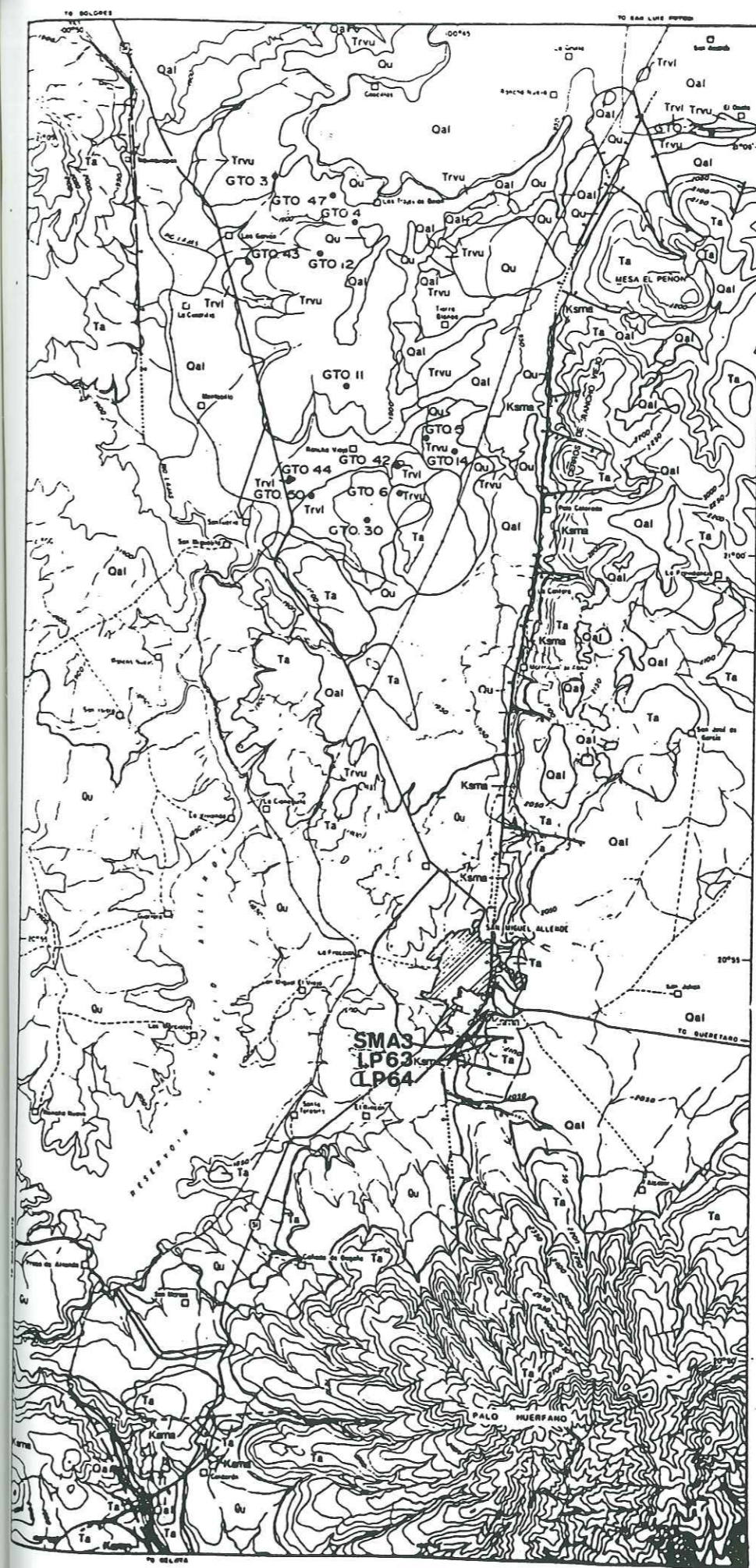
by Oscar Carranza-Castaneda, Morris S. Peterson & Wade E. Miller

1988

## LEGEND

- |                               |      |   |
|-------------------------------|------|---|
| QUATERNARY                    | Qal  | ALLUVIUM - Mostly includes late Pleistocene to Recent stream channel deposits and soil.   |
|                               | Qu   | Undifferentiated, mostly unconsolidated light colored silt and sand containing andesite clasts. Tufa and siliceous sinter deposits locally present.   |
| PLIOCENE TO EARLY PLEISTOCENE | Trvu | BLANCAN   |
|                               | Trvi | HEMPHILLIAN   |
| OLIGOCENE TO MIOCENE          | Ta   | RANCHO VIEJO BEDS - Light gray to white fluvial point bar deposits of weathered and-stone, siltstone, and sandstone. The lower unit is commonly greenish gray in color. Vertebrate fossils, mostly mammalian, locally common. |
|                               | Ti   | INTRUSIVE DIKES - Light to medium brown deeply weathered mafic intrusions within the San Miguel Beds. Present only in the south-west corner of the map area.  |
| CRETACEOUS                    | Kama | SAH MIGUEL ALLENDE BEDS - Light to medium gray weathered marine turbidite sequence. Interbedded siltstone and thin shale units. Commonly highly contorted due to slumping. Breccia zone is common near top of unit.           |

- |   |                          |           |
|---|--------------------------|-----------|
| — | ● GTO 3                  | — D —     |
| — | Fossiliferous Localities | Fault U   |
| — | River and Creek          | Highway   |
| — | Trail                    | Railroad  |
| — | City                     | Reservoir |
| — | Village                  | — 2500 —  |
| — | Countour Line            |           |



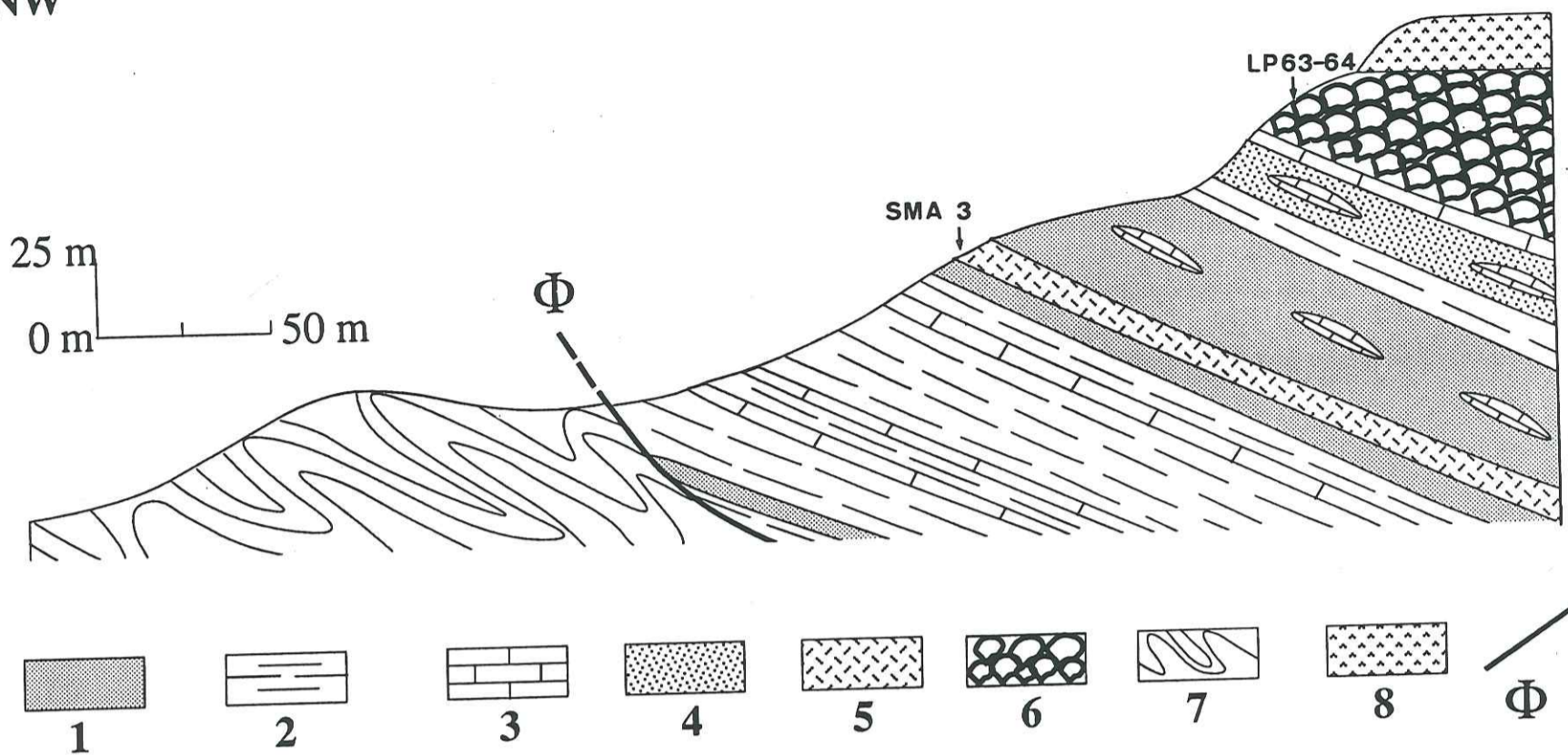
Coupes géologiques des arroyos Guanajuatito (A) et Barbosa (B) indiquant la localisation des échantillons étudiés géochimiquement.

- 1: Sédiments pélagiques; 2: Jaspes, shales jaunes et siltites; 3: Tufts basiques et hyaloclastites; 4: Pillow-lavas ou laves massives; 5: Filons basiques; 6: Calcaire micritique.

Carte géologique de la région de San Miguel de Allende (d'après Carranza-Castaneda et al., 1988) situant les échantillons étudiés géochimiquement.

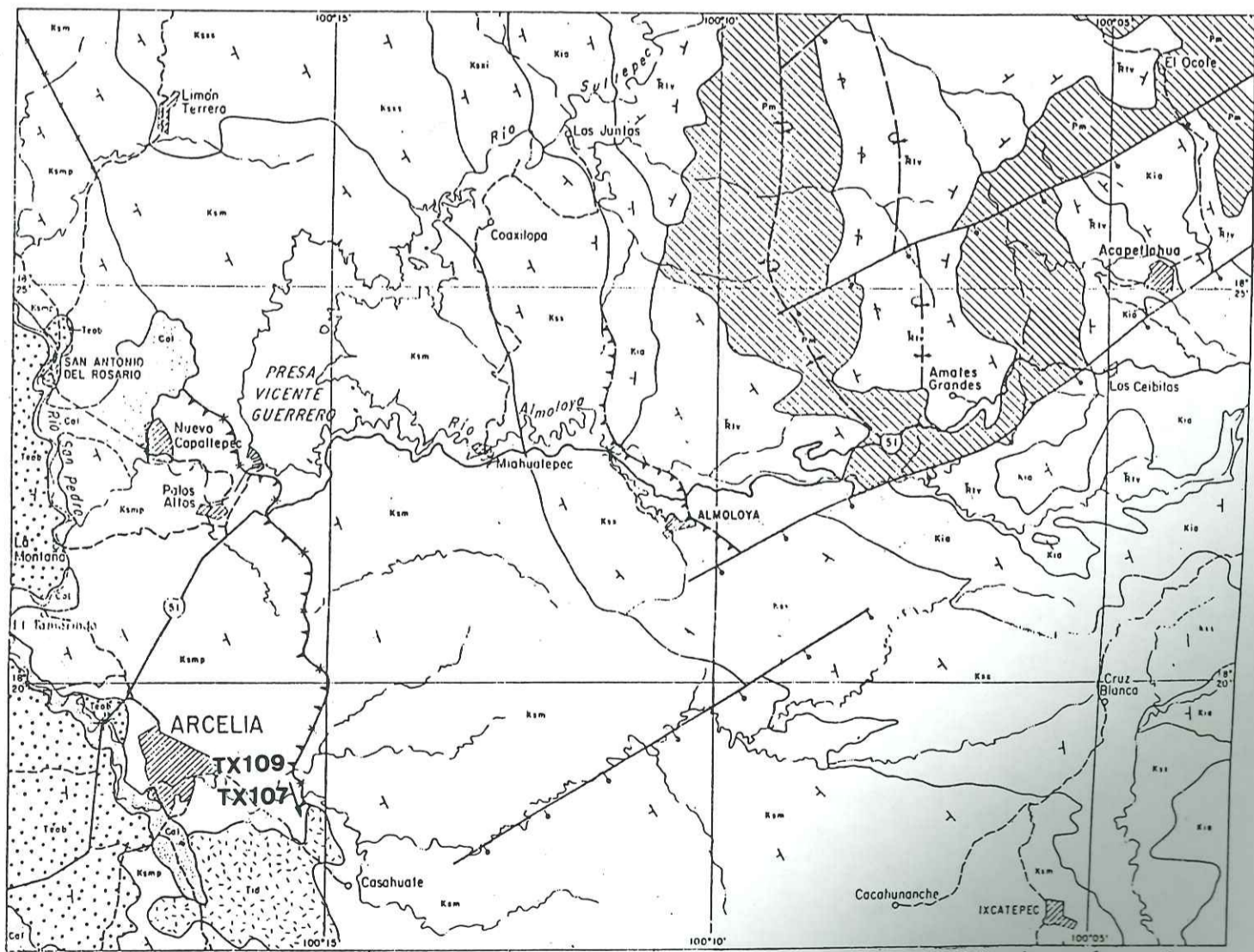
WNW

ESE



Coupe schématique de la séquence albienne de San Miguel de Allende montrant la localisation des échantillons analysés géochimiquement.

- 1: grès volcanoclastiques; 2: pélites; 3: calcaires pélagiques; 4: tufs basiques; 5: coulée basaltique massive (SMA3); 6: basaltes et andésites en coussins (LP63, 64); 7: grès et pélites plissés du Crétacé supérieur; 8: Ignimbrites tertiaires;  $\Phi$  : contacts anormaux.



Carte géologique de la région d'Arcelia (d'après de Cserna, 1978b), situant les échantillons étudiés géochimiquement.

- 1: Cal = Néogène récent; 2: Teob = Couches rouges tertiaires du Groupe Balsas; Ksmp = limolites calcaires; conglomérats, lutites et laves basaltico-andésitiques (formation Mal Paso); Ksm = lutites, grès et conglomérats (formation Mexcala); Ksxs et Ksxi = conglomérats, laves basaltico-andésitiques, lutites et calcaires (formation Xochipala); Kia = Calcaires (formation Amatepec); Trtv = laves et roches volcanoclastiques andésitiques (roche verte Taxco Viejo); Pm = shales, quartzites et schistes; Tid = Diorites et andésites.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1

INSTITUT DE GÉOLOGIE  
**DOCUMENTATION**

15, RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (33) 76 63 59 66  
FAX. (33) 76 87 82 49